获第三届中国石油天然气总公司优秀教材特等奖

张厚福　张万选　主编

石油地质学

（第二版）

石油工业出版社



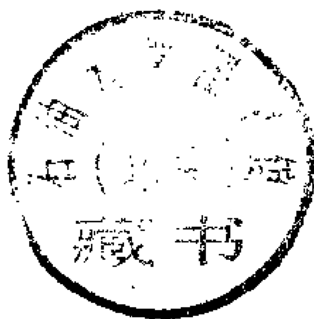
高等学校教学用书

石油地质学

（第二版）

张厚福　张万选　主编

获第三届中国石油天然气总公司优秀教材特等奖





石油工业出版社

（京）新登字082号

内 容 提 要

本书的基本内容是讲述石油及天然气的成因、运移和聚集的原理（油气藏形成的基本条件和分布规律）。全书除绪论外，共分十一章：第一章讲述石油沥青类的成分和性质；第二章论述石油和天然气的成因；第三章储集层和盖层；第四章石油和天然气的运移；第五章为油气藏形成的基本条件；第六章讲构造圈闭与构造油气藏；第七章是地层圈闭与地层油气藏；第八章阐明温度、压力与油气藏形成的关系；第九章讲油气田及其类型；第十章论证地壳上油气聚集的分布规律；第十一章专讲石油和天然气的资源评价。全书比第一版增加了不少新内容。

本书可作为高等院校石油地质专业的教材，并可供地球物理勘探、油田开发、测井等有关专业师生以及生产和科研单位的石油地质工作者作为参考书。

高等学校教学用书

石 油 地 质 学

（第 二 版）

张厚福　张万选　主编

*

中国石油天然气总公司教材编译室编辑（北京902信箱）

石油工业出版社出版

（北京安定门外安华里二区一号楼）

北京妙峰山印刷厂排版

北京顺义燕华印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092毫米　16开本　24印张　599千字　印10001—14000

1989年6月北京第2版　1997年1月北京第4次印刷

ISBN 7-5021-0219-1/TE·215(课)

定价：18.40元

初 版 前 言

1977年石油工业部召开了高等石油院校教材会议，决定编写全国高等石油院校通用教材《石油地质学》。

原北京石油学院石油地质教研室自1953年以来，根据历年教学经验的积累，曾陆续编写了一些《石油地质学》教材，作为高等学校教学用书。例如1954年校内铅印的《石油地质学》、1961年中国工业出版社公开出版的《石油地质学》教科书；又如1966年该教研室当时收集了大量国内外资料，编写的《石油地质学》教材，但由于“文化大革命”，未能公开出版，改为校内铅印。迁校山东后，教师们又分赴大庆、胜利、大港、四川、北京等地有关院校、厂矿及科研单位进行调研，收集资料，于1972年编写出《油区地质》和《油田地质》等校内铅印教材。在上述二十多年教材建设和教学经验积累的基础上，我们着手本教材的编写准备工作。

这次，我们对国内外石油地质学教材和主要参考书进行了比较广泛的调查研究，分析了美国A．I．莱复生著《石油地质学》(1967年第二版)、英国G．D．霍布逊主编《石油地质学进展-Ⅰ》(1977)、澳大利亚R．E．查普曼著《石油地质学简明教程》(1976)、罗马尼亚K．别卡和苏联И．维索茨基合编《石油和天然气地质学》(1976)、日本土田定次郎著《石油地质学》（纪文荣译，1974）和国内原北京地质学院T.E.梁布兴和潘钟祥主编《石油地质学原理》（1959）等教材和参考书的特点，结合编者的教学经验，根据辩证唯物主义认识论的原则，建立了教材体系，拟定了编写大纲。在指导思想上，力求做到加强基础理论、理论联系实际和反映国内外石油地质学发展的新水平。既要注意将石油地质学的基本原理同我国的石油地质特征相结合，又要尽量反映国内外石油地质学领域的新进展。力求符合我国社会主义现代化建设对高等石油地质人才的要求。

本教材由华东石油学院张万选、张厚福共同主编，西南石油学院赵松林、江汉石油学院罗柳忻参加编写。除绪论外，全书共分十一章，内容及分工如下：绪论、第二章石油和天然气的成因、第八章温度、压力与油气藏形成的关系、第九章第1节油气田的概念、第2节砂岩油气田、第十章地壳上油气聚集的分布规律等由张厚福编写；第一章石油沥青类的理化性质由罗柳忻编写，第三章储集层和盖层由赵松林编写（该两章由张厚福修改定稿）；第四章石油和天然气的运移、第五章油气藏形成的基本条件、第六章构造圈闭与构造油气藏、第七章地层圈闭与地层油气藏、第九章第3节碳酸盐岩油气田、第十一章含油气远景评价等由张万选编写。

1980年3月在河北省涿县石油工业部石油地球物理勘探局召开了教材审查会，由王尚文总地质师主审，成都地质学院童崇光副教授、华东石油学院黄醒汉副教授、大庆石油学院陈章明、西南石油学院韩耀文、华东石油学院熊继辉等同志参加审查，对教材从体系、内容、表现形式到出版要求都提出了许多宝贵意见。根据所提意见，本书又经过修改补充，于1980年5月完成定稿。

在本书编写过程中，石油工业部北京石油勘探开发科学研究院和各油、气田所属石油

勘探开发研究院，以及地质矿产部和中国科学院有关单位，都为我们提供了大量宝贵资料。因属内部报告，均未列入参考文献。对以上各方面的热情支持和帮助，我们表示衷心感谢。

由于编者受科学水平及教学水平的限制，书中会存在不少错误和缺点，恳切希望读者批评指正。

编　者

修订版前言

《石油地质学》教材自1981年由石油工业出版社出版以来，受到全国兄弟院校师生和现场生产、科研人员的欢迎，提出了许多宝贵意见，为我们进行修订指出了方向，在此深表谢意。

本世纪70年代以来，世界天然气工业有了显著进展，我国从第六个五年计划开始，在大力继续勘探石油的同时，将天然气勘探和科学研究放在重要地位，成立了专门管理机构，列入了国家重点科技攻关项目；另一重要特点是世界各主要产油气国家都日益重视油气资源定量评价，我国也成立了专门机构，从主要含油气盆地到全国，进行了全国油气资源分级定量评价，取得了重要成果，它在今后的油气勘探和开发工作中，将会发挥有效的指导作用。鉴于上述发展动向，我们在这次修订工作中，重点补充了天然气成因类型及其特征、油气资源评价两项新内容。另外，在第二章石油和天然气成因部分改动较大，国内外某些很有价值的科研成果得到了适当反映；第四章和第五章也修改较多，补充了地下流体的势分析等新内容。第十章有关含油气盆地分类问题，除保留原有槽台观点方案外，尚增加了板块构造和地球动力学两种观点的方案作为参考，以便开扩学生视野和思路。

这次的修订工作是由主编完成的，除第四、五、六、七、十一等章由张万选修订外，其他各章均由张厚福修订。修订稿特请华东石油学院北京研究生部黄醒汉教授主审。

限于时间与人力，这次修订版未做全面修改，不妥之处，恳希读者批评指正。

主编　张厚福　张万选

1987.9.25于北京

目　录

绪　论

第1节　石油地质学的任务

石油和天然气在国民经济中占有极其重要的地位，现在已经能够从中提炼出三千多种产品，应用到各个领域。在我国实现农业、工业、国防、科学技术四个现代化中，石油和天然气是非常宝贵的燃料、润滑油料及化工原料。石油——工业的血液，从石油中提炼的汽油、煤油、柴油等是汽车、拖拉机、火车、飞机、轮船的优质动力燃料，超音速飞机、火箭、导弹、飞船等现代化武器的燃料也离不开石油产品；石油和天然气发热量大、燃烧完全、运输方便等优点，使其在世界能源消费结构中所占的比例越来越大，1978年石油占50.2％、天然气占16.3％[1]。石油又是重要的润滑油料，从微小精密的钟表到庞大高速的发动机，都需要润滑才能转动，所以人们将润滑油料视为机器的“食粮”。

更为重要的是石油和天然气作为化工原料的总趋势已经形成，乙烯、丙烯、丁二烯，苯、甲苯、二甲苯，乙炔，萘等化学工业应用的主要基础原料多来自石油和天然气。目前，77％的乙烯是从天然气加工分离出来的乙烷和丙烷热解制成[2]，这种活泼多变分子的衍生物成为石油化学工业的主干原料，所以往往用乙烯产量来衡量一个国家的石油化学工业水平；丙烯有87％来自石油炼制产品，主要用途是生产高辛烷值汽油；苯、甲苯、二甲苯等环状有机化合物现在主要来自石油，它们都是汽油的重要辛烷值组分。上述石油化工产品的范围很广，既包括各种染料、农药、医药，又包括生产量大、应用面广的三大合成材料（即合成纤维、合成橡胶、合成塑料），还有重要的无机化工产品，如合成氨及硫磺等。合成氨是主要的化学肥料，1976年世界上70％以上合成氨都来自天然气或石油。上述这些品种繁多的石油化工产品都是国民经济不可缺少的重要材料。

所以，在我们建设社会主义现代化强国的过程中，发展石油和天然气工业有着十分重要的意义。

作为石油地质工作者的任务就是要更快地找到更多、更大的油气宝藏，查明地下油、气资源，为高速发展石油工业奠定物质基础。我们伟大的祖国辽阔广大，在九百六十万平方公里土地上和那一望无垠的沿海大陆架，沉积盆地星罗棋布，沉积岩系分布普遍，不仅有面积巨大的陆相沉积盆地，而且拥有海相碳酸盐岩系异常发育的广大区域，蕴藏着丰富的石油和天然气资源。而石油和天然气深埋地下，又是流体，控制它们分布的自然条件很复杂；那么，究竟是哪些条件，如何控制地壳上油气资源的分布？应该到何处去寻找油气宝藏？这就是石油地质学所要回答的主要问题。

石油地质学是矿床学的一个分支，是在石油和天然气勘探及开采的大量实践中总结出来的一门新兴学科。它是石油及天然气地质勘探专业的专业理论基础课。学习这门课程的

---

[1] 据《World Oil》，1979，V.189，No.5。

[2] Heldman J.D.，……；石油化学品，《美国大百科全书》（中译本），科学出版社。

目的是培养学生学会以辩证唯物主义为指导，综合运用地质、物理、化学及生物等学科的基础知识，来认识油气矿藏的形成及分布规律，明确寻找油气的方向，以便为调查、勘探及开发油气矿藏奠定理论基础；并且在实际工作中，全面地、综合地、辩证地分析各个区域的具体地质特征，揭露和解决一个又一个矛盾，科学地预测区域的含油气远景。

第2节　石油地质学的内容

从油气的生成到油气矿藏的形成，是矛盾不断发展和转化的过程。在石油和天然气的生成阶段，主要矛盾是有机物质能否向石油及天然气转化？当各种条件具备，有机物质达到成熟界限，则可生成石油和天然气；在油气生成之后，这些分散状态的油气能否聚集起来形成油气矿藏就成为主要的问题，换言之，这时的主要矛盾就是油气分散与集中的对立，若集中居矛盾的主要方面就能形成油气矿藏；在油气矿藏形成之后，事物的发展并未结束，在一定条件下，分散又可能转化为矛盾的主要方面，导致油气矿藏的破坏；这些分散的油气在遇到新的合适条件时，仍然能够再集中，导致油气矿藏的再形成；……。如此波浪式地循环，不断向前发展，这就是自然界石油和天然气从生成到油气矿藏形成的客观发展过程。所以，我们可将石油和天然气的生成、运移、聚集、破坏、再聚集、……，视为一个统一的发展过程，今天地壳上油气矿藏的分布规律，正是油气藏形成与破坏对立统一的结果。

所以，在建立石油地质学的课程体系时，必须由表及里、由浅入深，正确反映上述客观事物本身的发展规律，以便使学生从掌握感性认识逐步发展到理性认识，又从理性认识能动地指导石油地质的生产实践及科学研究。我们按照这种认识规律，将整个课程内容分为十一章，建立了以下体系：首先阐明什么是石油和天然气，它们有哪些特征？使学生获得初步的感性认识；随着认识过程的深化，从感性发展到理性，系统讲授石油和天然气的成因及油气藏形成的基本原理，分析温度和压力对油气藏形成全过程的影响；在掌握了油气藏——油气聚集基本单元形成机理的基础上，着重对砂岩油气田和碳酸盐岩油气田的形成条件及分布特征进行系统分析，然后逐步扩大到油气聚集带、含油气区及含油气盆地等各级油气聚集单元，扼要介绍我国及世界油气资源的分布轮廓；最后，再回到实践中去改造世界、指导生产和科学研究，教给学生一些思路，使其善于综合应用本课程的基本理论和其他地质基础知识，学会对一个区域进行油气资源量计算，做出含油气远景评价，科学地指出寻找油气宝藏的方向。

在选择各部分的具体内容时，根据我国生产实践和科学研究的需要，纵观国内外石油地质科学及石油有机地球化学的现代发展水平，比较详细地阐述了油气成因和油气藏、油气田的形成条件及分布特征，以充实基本理论部分的内容。

第3节　我国油气勘探简史

我国是世界上最早发现、开采和利用石油及天然气的国家之一，根据史料记载已有三千多年的历史。由于天然气比石油更易从地层中逸出，遇到野火、雷鸣就会燃烧，因此，在历史上认识天然气早于石油。

早在三千多年前（公元前1122～770年间）周代《易经》就有了“上火下泽”、“火在水上”、“泽中有火”等记载，阐明了可燃的天然气在地表湖泊水面所出露的气苗。

最早的石油记载见于一千九百多年前班固著《汉书·地理志》：“高奴，有洧水，可𧹞”。高奴系指今陕西省延安县一带，洧（音渭）水是延河的一条支流，𧹞乃古代燃字。这是描述水面上有象油一样的东西可以燃烧。可见早在近两千年前我国就发现了能够燃烧的陕北石油。

公元267年晋朝张华著《博物志》详细描述了甘肃省酒泉县石油的特征：“酒泉延寿县南山出泉水，大如筥，注地为沟，水有肥，如肉汁，取著器中，始黄后黑，如凝膏，然极明。……彼方人谓之石漆水”。表明当时称石油为石漆水，且已开始观察和采集，用作膏车和燃烧、照明。

九世纪初唐朝李延寿在《北史·西域传》中记载了“(龟兹)西北大山中，有如膏者流出成川。行数里入地，状如醍醐，甚臭”。龟兹即今新疆南部库车一带，远在一千一百多年前我国就发现库车一带的沥青宛如奶酪一样粘稠，具有臭味。

科学术语“石油”是北宋著名科学家沈括在《梦溪笔谈》中首次提出的：“鄜延境内有石油，旧说高奴县出脂水，即此也”。“石油……生于水际沙石，与泉水相杂惘惘而出”。他在描述了陕北富县、延安一带石油的性质和产状后，进一步推论了石油的利用远景：“此物后必大行于世，……盖石油至多，生于地中无穷，不若松木有时而竭”。他还第一次用油烟做墨，即现代的所谓炭黑。

在历史上，石油不仅用于润滑、照明、燃烧和医药，而且很早就用于军事上。《元和郡县志》记载公元576年，酒泉人民用油烧毁突厥族攻城的武器，保全了酒泉城。北宋神宗六年（公元1073年）在京都汴梁军器监设有专门的“猛火油作”，加工石油制作兵器。

我国四川劳动人民最早利用天然气煮盐在世界上都是闻名的。晋朝常璩（音渠）在《华阳国志》中记载了二千二百年前（公元前221～210年）的秦始皇时代，四川临邛县郡（即今邛崃县）西南劳动人民钻井开采天然气煮盐的情景：“有火井，夜时，光映上照。民欲其火，先以家火投之，顷许如雷声，火焰出，通耀数十里，以竹筒盛其光藏之，可拽行终不灭也。井有二水，取井火煮之，一斛水得五斗盐”。有时一口火井可烧盐锅七百口。

随着天然气煮盐，促进了我国钻井技术的迅速发展。公元前256～251年秦朝李冰为蜀守时就发明了顿钻，并在四川广都成功地钻成了第一口采盐井。至公元前221～210年，四川邛崃出现了用顿钻钻凿的天然气井。

我国在世界上是最早开发气田的国家，四川自流井气田的开采约有两千年历史。《自流井记》关于“阴火潜燃于炎汉”的报导表明，早在汉朝就已在自流井发现了天然气。据《富顺县志》记载，晋太康元年（公元280年）彝族人梅泽在江阳县（今富顺自流井）发现石缝中流出泉水，“饮之而咸，遂凿石三百尺，咸泉涌出，煎之成盐”。自流井即因这口井自喷卤水而得名。

宋末元初（十三世纪），巳大规模开采自流井的浅层天然气。《富顺县志》描述“火井在县西九十里，深四、五丈，经五、六寸，中无盐水”。1840年钻成磨子井，在1200米深处钻达今三叠系嘉陵江统石灰岩第三组深部主气层，强烈井喷，火光冲天，号称“火井王”，估计日产气量超过40万立方米。“经二十余年犹旺也”（见《自流井记》）。从汉朝末年开始，

在自流井大规模开采天然气煮盐以来，共钻井数万口，采出了几百亿立方米天然气和一些石油。这样长的气田开采历史在世界上也是罕见的。

我们中华民族的祖先，以其勤劳、勇敢和智慧，在认识、利用和开采石油及天然气资源方面一直走在世界前列，积累了丰富的知识和宝贵的经验，给我们留下了一笔极其珍贵的文化遗产。

可是，近百年来，由于帝国主义的侵略和掠夺，由于封建主义和官僚资本主义的长期统治，靠推销“洋油”来剥削中国人民。帝国主义为了扼杀我国的石油工业，把中国当作他们倾销石油的市场，恶意捏造“中国贫油论”，使我国具有光辉历史的石油及天然气工业，解放前陷入奄奄一息的悲惨境地。全国只有两个地质调查队，几十个地质勘探人员，百分之九十以上的面积没有进行过石油地质调查。石油产量少得可怜，从1904～1949年四十五年间，全国只有几个小油田，石油累计产量不超过310万吨（表绪-1）。

表绪-1 我国解放前1904～1949年原油产量表

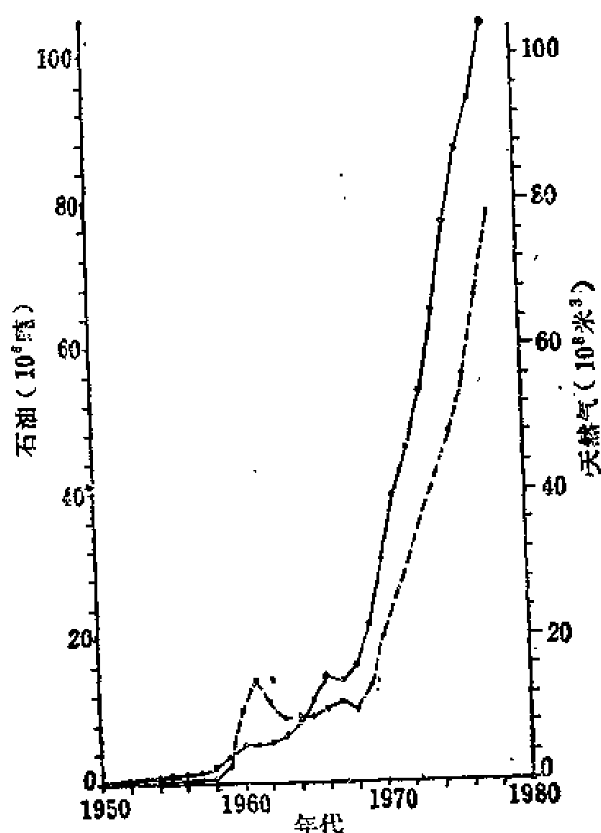
年　代	产　量(吨)	年　代	产　量(吨)
1904	122	1941	243082
1905	464	1942	308064
1910	561	1943	320970
1915	2569	1944	300346
1920	1132	1945	175657
1925	3526	1946	101010
1930	65223	1947	65902
1935	125895	1948	89035
1940	172311	1949	121000

1949年中华人民共和国诞生后，在中国共产党的英明领导下，坚决贯彻自力更生、艰苦奋斗的精神，发现了许多油气田，石油年产量成倍上升，从解放前夕1948年的近九万吨，至70年代末期就突破了一亿吨大关。早在1963年敬爱的周恩来总理就向全世界庄严宣告：“我国石油基本自给，中国人民使用‘洋油’的时代已经一去不复返！”我们伟大的祖国彻底甩掉了“贫油”帽子，一跃而为石油出口国。这是多么翻天覆地的变化啊！

回顾新中国的石油勘探历史，大致经历了三个阶段：解放后前十年为第一阶段，开展全国石油普查，老一代地质学家李四光、黄汲清、潘钟祥、孙健初、谭锡畴、李春昱等陆续做过一些重要的石油地质调查研究工作，勘探重点在西部四川、陕甘宁、酒泉、准噶尔、柴达木、吐鲁番、民和等盆地，地表油气显示较多，已有少数油气田，地层出露较好，构造比较明显，除原有的老君庙、延长、圣灯山等油气田继续详探开发外，又陆续发现克拉玛依、冷湖、油砂山、鸭儿峡、蓬莱镇、南充等等油田和川南一批气田，石油工业有了显著发展，但还没有根本改变进口石油的局面。1959年9月松辽盆地松基3井喷油使

我国石油勘探工作进入了第二阶段，将石油勘探的重点从西部转向东部大平原，在60年代初期，我国处在极端困难的情况下，开展了“松辽找油大会战”，拿下了大庆油田。从此，捷报频传，接连发现山东的胜利油田（1963）、天津的大港油田（1964）等等，石油年产量迅速增长（图绪-1），根本改变了我国石油工业落后的面貌。1975年任丘古潜山油田的发现，打开了石油勘探的新领域，首次在古老的中、上元古界白云岩中找到了巨大的地层油藏，标志着我国石油勘探工作进入了第三阶段，油气勘探向着更广阔的领域发展，不仅在中、新生界陆相地层，而且在古生界和中、上元古界海相地层中寻找油气宝藏；不仅找背斜、断层等构造油气藏，而且注意勘探古潜山、地层超覆、古三角洲、古河道等多种类型地层油气藏；甚至将勘探区域更加扩大到边远的塔里木盆地和东南沿海大陆架。

解放三十年来，我国油气勘探工作取得了辉煌成就，发现了一大批油气田。油气产量持续稳定地增长，1979年产油量达1.06亿吨，产气量达140亿米^3。图绪-1表示了新中国成立三十年来石油和天然气产量的增长情况。



图绪-1 新中国石油和天然气产量增长曲线
实线—石油；虚线—天然气

近几年来，在我国陆地和海域不断有新发现，截至1985年底，全国共发现油田253个、气田79个（未包括台湾省），原油年产量逾1.24亿吨，占世界第六位。

与此同时，我国还成长起来一支油气地质勘探和科学研究队伍。在石油地质理论及其有关的边缘学科研究领域都做出了很大贡献。在生油理论方面，应用现代有机地球化学方法，系统研究了各主要含油气盆地的生油、气特征，破除了“中国贫油论”的理论束缚，批判了唯海相生油论的偏见，建立了陆相沉积盆地能够大量生油并可形成大型油气田的新理论，找到了一批重要的陆相大油田，完成了全国油气资源评价，为今后的油气勘探指明了方向。在储集层研究方面，根据大量井下资料和数字地震资料，对古三角洲、古浊积扇和古河床砂岩体储集特征进行了宏观与微观研究，找出了形成高产油气田的有利地区；近几年来，扩大到研究碳酸盐岩和岩浆岩-变质岩储集体，尤其是对古岩溶和裂缝的形成条件及分布规律的研究取得了可喜的成就。随着油气勘探经验的不断积累，从中国大地构造特征出发，不但总结了背斜、断层等类构造油气藏的形成和分布规律，而且对“自生自储”、“新生古储”和“古生新储”等复杂的聚油规律有了系统的认识，初步掌握了我国油气宝藏的形成及分布规律，为更大规模地开展油气勘探工作奠定了坚实的理论基础。我们相信：在不久的将来，中国大陆及其东南沿海必将成为世界上一个极其重要的产油气区域。

第4节　世界油气勘探简史

在世界各地石油和天然气很早就被人们发现了，中国古代文献上关于石油和天然气的记载已有两、三千年历史，这是人类历史上最早的记载。在欧洲和中东将大量天然气苗当成“永恒之火”，拜火教盛行。一些油气苗、地沥青和各种沥青矿藏的地面露头●，曾被视为奇迹吸引了不少游客。在人类历史上，石油在宗教、医药、照明、润滑、建筑、火攻等方面都起过重要作用。

最初，只有土法人工挖的浅井开采，井将石油当作商品买卖。公元前220年我国四川已用顿钻钻凿了天然气井，公元1835年在四川自流井钻的“兴海井”深度已达1001.4米，从三叠系石灰岩中采出了天然气。十九世纪后半叶，俄国（1848年在比比-埃巴特）、美国（1859年在宾夕法尼亚州）相继钻成了各自的第一口产油井后，资本家追求利润，石油工业得到了发展。在这个时期，人们从石油中提炼煤油点灯照明，称为石油工业发展缓慢的“煤油时代”。二十世纪初，内燃机的广泛使用促进了石油工业蓬勃发展，从1900～1940年，石油主要用于提炼汽油，可称为“汽油时代”。1940年后，化学工业的发展需要利用石油产品作为基础原料，提炼出的三千多种产品渗透到国民经济的各个领域，同时石油和天然气及其产品还是世界各国的动力燃料，在世界能源消费结构中已占60～70％。所以现代石油工业已发展到“燃料和化工原料时期”。

近代石油工业是在世界资本主义发展时期发展起来的。由于石油具有良好的燃烧性能，能给资本家带来巨大利润，各国资本家疯狂钻采石油，在1860～1890三十年间，原油产量几乎以每五年增加一倍的速度剧增（表绪-2），当时俄国产油量居世界首位，美国发展也甚

表绪-2　世界历年石油总产量

年代	产量（万吨）	年代	产量（万吨）
1860	7	1925	14640
1865	37	1930	19320
1870	80	1935	22680
1875	130	1940	29450
1880	410	1945	35540
1885	500	1950	53845
1890	1050	1955	79701
1895	1420	1960	108142
1900	2043	1965	155051
1905	2946	1970	232412
1910	4490	1975	266155
1915	5920	1980	299586
1920	9440	1985	280960

●在油气勘探工作中，将石油、天然气、各种固体沥青及其所属岩石和衍生物在地面上的露头，称为地面油气显示。其中用肉眼可以直接观察到的则叫做油气苗。凡地面油气显示能指明油气在该区存在者，叫直接标志，如油苗、气苗、含油岩石、固体沥青、泥火山、含沥青岩石等等；凡地面油气显示不能确切指明油气在该区存在者，叫间接标志，如盐水泉、粉末状石膏、自然硫等等。

迅速。由于发现一个高产油田，高产自喷井能使资本家发财致富，所以在石油工业中充满着投机与竞争，资本家争先恐后在本国滥采石油，往往一个油田被几家公司分采，不保护油层压力，致使能量过早枯竭，油田遭到破坏。二十世纪初期美、俄等国石油工业就是这样畸形发展起来的。

帝国主义垄断集团利用资本输出，控制了许多不发达国家的石油资源，首先侵入墨西哥、委内瑞拉、加拿大和印度尼西亚等国，后来在中东发现极为丰富的石油资源后，石油垄断集团纷纷侵入中东各国，先后控制了伊朗、伊拉克、科威特、沙特阿拉伯等国的石油开采权，使中东石油产量急剧增长。六十年代初期，中东各国相继实行石油国有化，丰富的石油资源才回到中东各国手中。现在，除上述四国外，中东的土耳其、叙利亚、巴林、卡塔尔、阿布扎比、阿曼和阿拉伯联合酋长国等都产石油，并在波斯湾发现了许多海上油气田。1978年中东的石油产量已达10.46亿吨，占世界总产量的34.5%。其中沙特阿拉伯、伊朗、伊拉克、科威特和阿拉伯联合酋长国近几年来的石油产量一直居世界前矛（表绪-3）。

表绪-3　世界主要产油国家（未包括我国）1976～1978年产量表①

国家 \ 产量，万吨	1976		1977		1978	
	产量	位次	产量	位次	产量	位次
苏联	52694	1	55353	1	58442	1
美国	41338	3	41463	3	44636	2
沙特阿拉伯	42415	2	45711	2	40148	3
伊朗	29896	4	28709	4	26102	4
伊拉克	11592	6	11482	5	11904	5
委内瑞拉	11663	5	11345	6	10907	6
利比亚	9824	8	10431	8	10048	7
阿拉伯联合酋长国	9725	9	10038	9	9351	8
科威特	9723	10	9047	10	9110	9
尼日利亚	10529	7	10542	7	8998	10
印度尼西亚	7643	11	8543	11	8360	11
墨西哥	4070	14	4972	14	6216	12
加拿大	6379	12	6144	12	6207	13
阿尔及利亚	6337	13	5678	13	5678	14
世界总产量	291535		301690		303243	

①综合美国《World Oil》发表资料，以7.2桶折合1公吨石油换算。

在世界石油开采史中，美国的石油年产量长期居世界首位，第二次世界大战结束后，苏联相继开发了伏尔加-乌拉尔和西西伯利亚等新区，发现若干大油气田，至1975年产量超过了美国，居世界第一位。

近二十年来，北非撒哈拉大沙漠、西非尼日尔河三角洲、西欧北海和东亚中国都陆续发现了许多大油气田，大大改变了世界油气资源分布不平衡的状态，尼日利亚、利比亚、阿尔及利亚和中国都成为世界主要产油国（表绪-3）。尤其是中国东南沿海大陆架吸引了世界许多国家石油地质界的注意力。

海上油气勘探开展较晚，尽管早在1900年从俄国里海沿岸和美国西岸码头钻了第一批

海上井，但是真正离岸在浅水区从沉没驳船上的第一批海上钻井，是到1930年从美国路易斯安那州滨外、委内瑞拉马拉开波湖和苏联里海巴库附近才开始的。1928～1930年委内瑞拉首先发现蒂·胡安纳和巴恰奎罗两个海上大油田后，许多国家都相继重视开展海上油气勘探，钻探技术设备陆续有了显著改善，从海边陆缘钻定向井（1938）、滨外固定平台（1946）、可移式钻井装置（1954）、自升式钻井装置（1955）、到半沉没式钻井装置（1958）等等，高度自动化的海上钻井装置大量投产，大大促进了海上油气勘探的迅速发展，现在全世界已有45个国家在海上取得了油气勘探成果，发现了五百多个海上油气田。1976年海上油田产量已达4.6亿吨，占世界总产量的15%，今后必将成倍增长。

第5节　油气地质勘探动向

世界石油工业的发展，已有一百多年历史。公元1860年世界石油产量只有7万吨[1]，至1978年已增达30.32亿吨，约增长了43675倍，全球共约累计采出了500亿吨石油。1978年世界探明原油储量787.68亿吨、天然气储量67.08万亿立方米[2]。事实上，世界油气勘探尚有很大潜力，全球共约有600个沉积盆地，其中约200个尚未或很少勘探；240个已进行一定程度勘探，但尚未见工业发现；目前产出了工业石油的盆地只有160个[3]。据美国M.T.哈尔布特[3]估计：世界沉积盆地中约有50%最终将会采出工业石油，所以至少尚有100多个未勘探盆地会产出石油。1979年9月在罗马尼亚首都布加勒斯特召开的第十届世界石油会议估计：世界石油总可采储量预测为3000亿吨，到目前为止，在已探明的油田中，剩余可采储量约1000亿吨，预计还可以找到的潜在储量约有1500亿吨。展望世界各国油气地质勘探动向，可以归纳为下列诸方面：

（1）寻找多种类型油气藏：尽管多年来油气勘探及开发对象都是以背斜油气藏为主，但是，自从20世纪二十年代末期在委内瑞拉马拉开波盆地发现了著名的玻利瓦尔湖岸大油田（1917）、美国得克萨斯州发现了潘汉德-胡哥顿大气田（1918）后，查明其中的油气聚集与背斜构造无关，而是受地层超覆、断层、地层不整合及古潜山等封闭控制。因此，油气勘探不再单纯根据"构造学说"寻找背斜油气藏，而是更加广泛地发展为多种类型油气藏，特别是地层油气藏和裂缝油气藏已经日趋重要。现在，地震地层学、沉积学、岩相古地理学及地质力学等学科的进展，大大促进了多种类型油气藏的发现和勘探。

（2）向深部钻探：随着浅层油气藏的逐年开发，随着科学技术的发展，井深超过6000米（20000英尺）的超深井钻探日渐增多，向深部地层寻找油气资源。我国在四川盆地于1977年成功地钻成一口7175米深的超深井。美国安纳达科盆地是世界上超深井最为集中的探区[4]，1974年在沃希托县完成了世界最深井，深达9583.2米（31441英尺），1972年在贝卡姆县7335～7482.1米深处钻开了世界最深产气层。从钻探结果来看，在深部地层中发

---

[1] P.D.托瑞等：世界石油资源，《第六届世界石油会议报告论文集》第八卷（中译本），1965年，中国工业出版社。按7.2桶折合为一公吨石油、1立方英尺折合为0.02832立方米天然气计算，下同。

[2] 美国杂志，《World Oil》，1979，Vol.189，No.3，将英制换算为公制。

[3] Halbouty M.T.：Acceleration in global exploration—Requirement for survival，《Bull.AAPG》，1978，Vol.62，No.5，pp.739～751。

[4]《Oil & Gas J.》，1977，Vol.75，No.21。

现气藏和凝析气藏的数量大大超过油藏，因此，随着超深井钻探增多，研究凝析气藏和纯气藏的形成及分布规律问题也逐渐引起人们的注意。

（3）寻找新探区：随着老探区油气资源的开发和消耗，在美国、苏联等石油工业发展较早的国家，明显感到"能源危机"的威胁；一些发展中国家则深刻认识到靠发展石油工业来繁荣国民经济是一条有效捷径。因此，近二十年来，中国、阿尔及利亚、利比亚、尼日利亚等国突然跃居世界主要产油国的行列，中国东部大平原、苏联西西伯利亚、北非撒哈拉大沙漠、西非尼日尔河三角洲、西欧北海、澳大利亚吉普斯兰及美国阿拉斯加都是近来发现的主要新探区；最近，中国的塔里木盆地和东南沿海、加拿大的北极地区都开始引人注目地投入了油气勘探工作。随着这些新探区的发现和开发，逐渐改变了世界油气资源分布的面貌。

（4）向海洋发展：随着大陆油气资源的消耗，随着海洋地球物理勘探和海上钻井技术装置的改善，大陆边缘的大陆架浅海区为世界油气勘探开拓了崭新的广阔领域。一般水深在200米以内的大陆架面积约有3000万平方公里，具有较大的含油气远景。现在已有七十多个国家开展了海上油气勘探，其中四十五个国家在海上找到了油气田，共发现了海上油气田约580个❶。中东波斯湾、欧洲北海、北美墨西哥湾、阿拉斯加库克湾、西非几内亚湾、南美加勒比海都已发现了储量、产量都相当可观的油田或气田。值得强调的是环绕中国东南沿海海域，近几年来已在印度尼西亚（爪哇海和望加锡海峡）、沙捞越、文莱、菲律宾和泰国湾等地共发现了四十多个海上油气田；并在中国南海、东海、海南岛北部湾都有重要新发现；所有这些都标志着中国东南沿海广大海域拥有巨大的含油气远景。

包括太平洋、大西洋、印度洋、北冰洋在内的地球上辽阔的海洋，总面积可达三亿四千万平方公里，也可能蕴藏着大量油气资源。在墨西哥湾深海考察证明，在水深3000米以上的深水盆地中仍见油气。1976年海上探井的水深记录刚突破千米关，现在美国和法国正在研究水深三千米海域的钻井新技术。看来人类征服海洋油气资源的日子为期不会太远了。

综观上述发展动向，我国都处于油气勘探形势极为有利的地位，无论在我国大陆、还是在东南沿海，海相和陆相沉积岩系都非常发育，分布广泛，拥有巨大的含油气远景。国际上已有许多重要评论。英国《经济学家》周刊1979年3月3日一期刊登的"中国的石油地质情况"一文评论道："据保守的估计，中国陆上石油储量约53.4亿吨，等于美国已探明的和可能探明的石油储量。人们普遍估计它的海上石油储量也同陆上差不多，约为55亿吨。"并推测"中国肯定会成为一个重要的产油国。"美国地质学家、俄克拉何马大学教授A.A.迈耶霍夫等在《挪威石油》杂志1978年2月号期刊上专文论述中国陆上和海上的石油潜力，尤其对东南沿海进行了详细评论："最近的地球物理资料表明，中国大陆架也许是一个很有希望的资源区，……。自从联合国主办了一次关于东海、黄海和南海的大规模科学调查以后，大家对这个广阔的大陆架地区发生了兴趣。……根据一万二千公里连续地震反射剖面、磁力和测深资料，"认为我国东海大陆架"可能是世界上最丰富的石油聚集区之一。"总之，我国地大物博，油气资源非常丰富，让我们加快油气勘探步伐，为把我国建设成为一个现代化的社会主义强国而努力奋斗。

❶据英国Harry Whitehead《近海油气开发辞典》（中译本），1987年，石油工业出版社。

第一章　石油沥青类的成分和性质

第1节　石油沥青类的概念和组分

天然气、石油及其固态衍生物，统称为石油沥青类。它们同煤类、油页岩、一部分硫，都是自然界常见的可燃矿产。因为这些矿产多由古代的动物、植物遗体演变而来，属有机成因，又具有燃烧能力，所以常被人们总称为可燃有机矿产或可燃有机岩。

可燃有机岩在岩石圈中所占的地位如图1-1所示，它是沉积岩的一部分。沉积岩是在地表陆地上和水域中，由原来的母岩（可能为岩浆岩、变质岩或原有的沉积岩）风化产物、有机物质和火山喷发物经过改造沉淀而成的岩石。沉积岩按成因不同可分为碎屑沉积岩、化学沉积岩及生物（有机）沉积岩三类。有机沉积岩是由各种古代生物遗体和其他矿物质堆积而成。按其是否具有燃烧性能可以区分为可燃有机岩和非可燃有机岩。

非可燃有机岩在自然界分布较广、种类繁多，如白垩、硅藻土、珊瑚礁块、有孔虫石灰岩、介壳石灰岩等等。

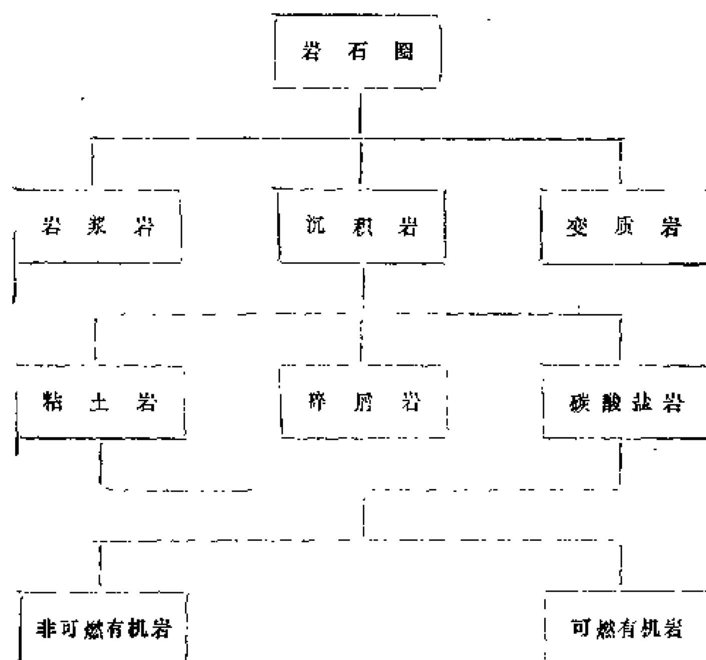


图1-1　可燃有机岩在岩石圈中的地位

可燃有机岩的种类也很多、分布也很广，尤其是它们具有燃烧性能，是极为重要的能源物资，成为国民经济中不可缺少的燃料和原料，因此引起世界各国的普遍关注，许多学者都致力于研究它们的产状、特性、成因及分布规律，以便大力开发和利用。

组成可燃有机岩的主要元素是碳和氢，还含少量的氧、硫、氮等杂质元素。几种常见可燃矿产的主要元素含量列入表1-1。

表 1-1 几种可燃矿产的主要元素含量

可燃矿产名称	C%	H%	O%	C/H
无烟煤	92~97	2~4	2~4	~45
烟煤	82~92	2.5~5	5~8	16~20
褐煤	65~70	5~6	25~30	13~18
泥炭	55~60	5~6	25~30	12~15
石油	80~88	10~14	~1	5.9~8.5
沥青	78~89	8~12	7~8	6~10
琥珀	85~86	10~12	3~5	7.3~8.2
腐泥岩	44~61	5~8	20~25	7~9

由表可知：各种可燃有机矿产的主要元素组成相似，表明其原始物质具有共同的来源，多来自动物、植物有机残体。近十年来，对石油成因的研究，发现同煤类有着一定的关系，尤其在光学特征上具有某些规律性的联系。

但是，也可以从表1-1看出石油与煤类在元素组成上的区别：煤类所含碳量比石油中的多，而氢却比石油中的少；氧在石油中也较少；C/H比值以石油和沥青最小，煤类最大，并且随碳化作用的加剧而增加。

碳的热值约为8140大卡/公斤，氢的热值约为34000大卡/公斤，即一个单位的氢所放出的热量四倍于碳；氧则使可燃矿产的热值降低。因此，石油的热值比煤类大；煤类的含碳量越高，则煤质越好。

上述各种可燃矿产从物理状态的角度可分为气态的 液态的和固态的三类：

（1）气态可燃矿产：包括纯气田的气体、油藏内与石油伴生的油田气，以及煤田气、泥火山气、沼气等。

（2）液态可燃矿产：以石油为代表。

（3）固态可燃矿产：种类较多，包括地沥青、地蜡、石沥青等等石油衍生物，还有各种煤、油页岩、硫磺等。

石油地质学的研究对象只限于天然气、石油及其固态衍生物。石油沥青类的物理状态和转化程度尽管不同，但是，它们仍同有机物质一样，具有在有机溶剂中选择性溶解的特性，由此可将有机质（包括其转化产物石油沥青类）的组分划分如下：

一、氯仿沥青“A”

岩样未经酸（HCl）处理，用氯仿抽提出的产物，称为游离沥青或氯仿沥青“A”；经酸处理后的抽提物，称束缚沥青或沥青C。后者同沥青“A”相比，含氧较多。氯仿抽提物是有机质的中性、还原状态馏分，高沸点烃类含量可达40%。氯仿抽提物的量决定于有机质的成因类型、岩石类型和有机质的转化程度。在主要含腐泥型有机质的粘土岩中，氯仿沥青占有机质的1.5～7%以上；而在基本上含腐殖型有机质的粘土岩中，低于1.5%。对碳酸盐岩而言，以上两种有机质中的氯仿沥青含量都会增多。

二、酒精-苯沥青

类似烃类，是有机质中的酸性可溶组分，特别是高分子量的胶质和沥青质。在转化早期阶段，有机质中的酒精-苯沥青含量一般超过氯仿沥青含量2～12倍（腐殖型有机质）和1.5～4倍（腐泥型有机质），这个倍数随有机质的转化程度增强而减小。并且，在转化早期阶段，酒精-苯沥青在腐殖型有机质中的百分含量比腐泥型的大两倍。

上述两种抽提物都属于石油沥青，它们包括三种组分：

（一）油质

溶于石油醚而不被硅胶吸附的沥青部分。在氯仿沥青中油质含量约占20～50%，尤其在腐泥型有机质中数量多些。油质基本上由烃类组成，在腐泥型有机质中，油质所含烃类85%是脂肪族化程度高的烷烃-环烷烃；而在腐殖型有机质中，油质所含环烷-芳香烃稍多于烷烃-环烷烃。

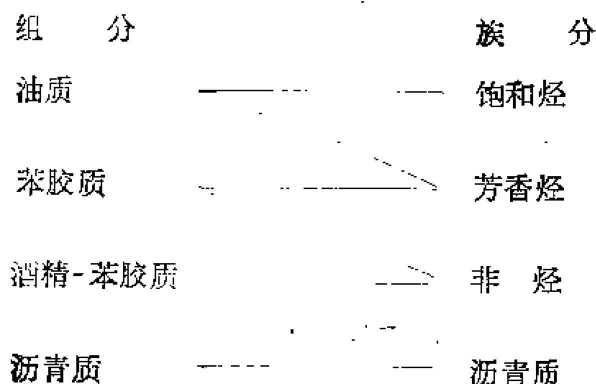
（二）胶质

用苯和酒精-苯从硅胶解吸的产物。它是含硫、氮、氧的复杂含碳化合物。在有机质转化的早期阶段，氯仿沥青中胶质含量一般为25～55%（腐泥型）和75～80%（腐殖型）。胶质可分为苯胶质（中性，富含氢，用苯解吸的产物）和酒精-苯胶质（较酸性）。前者含烃类达23%，后者中杂元素（硫、氮、氧）占相当大部分。

（三）沥青质

溶于氯仿但不溶于石油醚的沥青部分。它不同于胶质，高分子化合物含量增加，具较大分子量。在电子显微镜下，沥青质的宏观结构呈胶状颗粒，直径为100～300埃（即0.00001～0.00003毫米），由稠环芳香烃和烷基侧链组成复杂结构。若将这种胶状颗粒视为一个分子，则分子量约为37000～1000000。沥青质含量在腐殖型有机质中比腐泥型中多1.5～2倍。

在近代实验室中，用液相色谱可将石油沥青的族分划分为饱和烃、芳香烃、非烃及沥青质，它们与上述组分大致对应如下：



三、腐　殖　酸

在地壳表层的土壤、海相及湖相沉积物或沉积岩中广泛分布着腐殖质，系动物、植物残体经生物化学和化学作用改造后的产物，由多缩合核、支承碳链及官能团（COOH、OCH_3、NH_2、OH等等）组成，被杂原子键或碳键连接在一起。腐殖质通常分为胡敏素、胡

敏酸及富啡酸三类，后两类均能溶于碱溶液，合称为腐殖酸，是腐殖质的主要成分。

腐殖酸主要由碳、氢、氧、氮等元素组成，不同腐殖酸的元素组成变化较大。腐殖酸在有机质中所占比例变化甚大，从1～70%。在第三纪以来的陆源和泥质-碳酸盐岩中腐殖酸含量最高；随着地质年代的增加，岩石中腐殖酸含量可减至1%，乃至完全消失。沉积岩中腐殖酸的平均含量为12～15%。腐殖酸出现在有机质的转化早期阶段，后来由于有机质胶体老化，腐殖酸转化为不溶于水的碱性物质，加入到残留物质的成分中去。

四、残 留 物 质

是有机质的去沥青化或不溶部分，即干酪根(或称油母质)。占有机质总量的70～90%，它的成分最完全地反映了原始有机质的化学组成及成因类型。有机质中不溶与可溶（沥青）部分的关系在其转化早期阶段就已确定，并取决于沉积物所处的地球化学环境：氧化环境引起有机质的不溶部分增加；还原环境导致沥青部分增多。后者含量一般不超过5%。

不溶有机质的浓缩压干物呈细粉状黑色（腐殖型）或褐色(腐泥型)，其成分基本上为无结构物质（占70～90%）和形态分子（植物分子残余，直径小于0.5毫米）。不溶有机质的元素组成决定于原始有机质的成因类型及其转化程度，一般碳65～85%、氢4～8%。腐泥型物质中的氢含量高于腐殖型的；随有机质转化程度的加强，碳和氢的含量都会增加。

第2节 石油的成分和性质

研究石油、天然气及固体沥青的化学组成和物理性质，对于查明油气的生成、运移、聚集和分布，制定开采、加工方案，评价产品的质量及综合利用前景，都具有非常重要的意义。

一、石油的化学成分

石油是由各种碳氢化合物与少量杂质组成的液态可燃矿物。现从其元素、烃和非烃三种组成分述石油的化学成分如下：

(一)石油的元素组成

组成石油的化学元素主要是碳、氢、硫、氮、氧。由表1-2国内外一些石油的元素组成看出：一般石油中碳的含量占84～87%，氢含量为11～14%，两者在石油中以烃的形态出现，占石油成分的97～99%。剩下的硫、氮、氧及微量元素的总含量一般只有1～4%。但是，在个别情况下，主要由于硫分增多，这个比例可高达3～7%。

各油田石油的含硫量变化很大。多数油田石油的含硫量都不到1%，例如我国任丘油田为0.33～0.43%，克拉玛依油田为0.05%；但是有些油田石油的含硫量却可高达4～5%，如墨西哥石油就高达3.6～5.3%。

石油中氮和氧的含量，很少超过1～1.5%。大多数石油的含氮量很少，只有千分之几到万分之几，但也有个别地区的石油如美国加利福尼亚第三系石油分离出许多含氮有机化合物，氮含量可达1.4～2.2%。

除上述五种元素外，在石油中还发现其他微量元素，构成了石油的灰分。由于石油的

表 1-2 国内外某些石油的元素组成，%

石油产地	C	H	S	N	O
大庆	85.74	13.31	0.11	0.15	
胜利	86.26	12.20	0.80	0.41	
大港	85.67	13.40	0.12	0.23	
孤岛	84.24	11.74	2.20	0.47	
柴达木盆地	83～87	11～14			
克拉玛依	86.1	13.3	0.05	0.25	0.2
苏联格罗兹尼	85.59	13.60	0.14	0.07	0.74
苏联杜依玛兹	83.9	12.3	2.67	0.33	0.74
美国文吐拉盆地	85.00	12.70	0.40	1.70	1.20
美国宾夕法尼亚	84.9	13.7	0.5		0.9
墨西哥	84.2	11.4	3.6		0.8
伊朗	85.4	12.8	1.06		0.74

性质不同，灰分含量的变化很大，从十万分之几到万分之几，胶质和沥青质含量多的石油，灰分含量往往也多。

现在从石油灰分中发现了38种元素，按其含量多少和常见程度列举如下：

C、H、S、N、O、Fe、Ca、Mg、(Si)、Al、V、Ni、Cu、

Sb、Mn、Sr、Ba、B、Co、Zn、Mo、Pb、Sn、(Na)、K、

P、Li、Cl、Bi、Be、Ge、Ag、As、Gd、Au、Ti、Cr、Cd

（有括弧者，不是所有石油都含有的灰分元素）。

这些元素近似自然界有机物的元素组成，说明石油与原始有机质存在着明显的亲缘关系。尤其是钒（V）和镍（Ni）是分布普遍并具成因意义的两种微量元素，引起各国学者的注意。从美国、加拿大、委内瑞拉、苏联、澳大利亚及北非、西非、中东等国家和地区所取原油样品测定，平均含钒63ppm、镍18ppm。委内瑞拉博斯卡原油含钒量高达1200ppm，含镍量达150ppm[86]。我国任丘原油含钒量0.6～12.1ppm，含镍量8.1～56.6ppm。近几年来，石油灰分中的钒、镍含量及其比值（V/Ni）已被用来确定生油岩相，进行油源对比，取得了可喜成果。所以，研究石油灰分的元素组成对解决石油成因和运移问题，都有着重要意义。

由上述元素组成可知，组成石油的化合物主要是烃类，其他非烃类则以含硫、含氮、含氧化合物的形态存在于胶质和沥青质中。

（二）石油的烃类组成

前已述及，碳和氢两种主要元素组成各种碳氢化合物（烃类）存在于石油中。按其本身结构的不同可分为三类：

1.烷烃

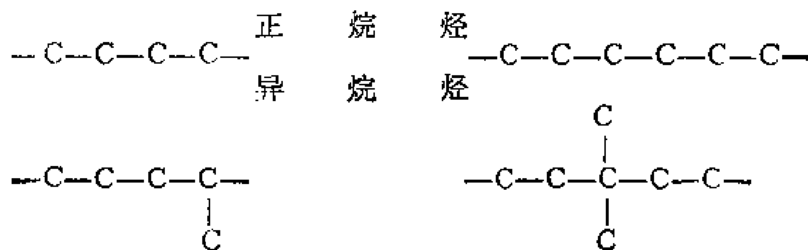
又名脂肪族烃，通式为C_nH_{2n+2}，属饱和烃。在常温常压下，含一个到四个碳原子（C_1～C_4）的烷烃呈气态；含五个到十六个碳原子（C_5～C_{16}）的正链烷烃呈液态；从十七个碳原子（C_{17}）以上的高分子烷烃皆呈固态。烷烃的比重、熔点及沸点均随分子量增加而上升（见表1-3）。所有烷烃的比重都小于1，几乎不溶于水。

烷烃分子结构的特点是碳与碳原子都以单键C—C相连，排列成直链式。无支链者，

表 1-3 正烷烃的物理常数

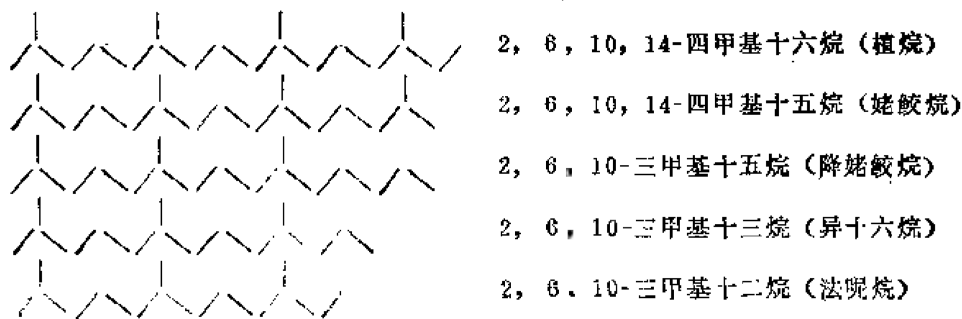
名称	结构式	比重	熔点(°C)	沸点(°C)
甲烷	CH_4	0.4240	-182.5	-161.4
乙烷	CH_3CH_3	0.5462	-182.7	-88.6
丙烷	$CH_3CH_2CH_3$	0.5824	-187.1	-42.2
丁烷	$CH_3(CH_2)_2CH_3$	0.5788	-138.3	-0.5
戊烷	$CH_3(CH_2)_3CH_3$	0.6263	-129.7	36.1
己烷	$CH_3(CH_2)_4CH_3$	0.6594	-95.3	68.7
庚烷	$CH_3(CH_2)_5CH_3$	0.6837	-90.6	98.4
辛烷	$CH_3(CH_2)_6CH_3$	0.7028	-56.8	125.6
壬烷	$CH_3(CH_2)_7CH_3$	0.7179	-53.7	150.7
癸烷	$CH_3(CH_2)_8CH_3$	0.7299	-29.7	174.0
十一烷	$CH_3(CH_2)_9CH_3$	0.7403	-25.6	195.8
十二烷	$CH_3(CH_2)_{10}CH_3$	0.7483	-9.6	216.2
十三烷	$CH_3(CH_2)_{11}CH_3$	0.7568	-6.5	234.0
十四烷	$CH_3(CH_2)_{12}CH_3$	0.7636	5.5	252.5
十五烷	$CH_3(CH_2)_{13}CH_3$	0.7688	10.0	270.5
十六烷	$CH_3(CH_2)_{14}CH_3$	0.7733	18.1	280.5
十七烷	$CH_3(CH_2)_{15}CH_3$	0.7767	22.0	303
十八烷	$CH_3(CH_2)_{16}CH_3$	0.7768	28.0	317
十九烷	$CH_3(CH_2)_{17}CH_3$	0.7776	32.0	330

为正构烷烃或正烷烃；有支链者，为异构烷烃或异烷烃。如



在石油中不同碳原子数正烷烃相对含量呈一条连续的分布曲线，称为正烷烃分布曲线，这说明石油中正烷烃同系物是一个连续系列。由于石油中正烷烃低分子比高分子多，因而在正烷烃系列的C_{16}以内有一个极大值。

在石油烷烃馏分中，最重要的异烷烃是异戊间二烯型烷烃。其特点是在直链上每四个碳原子有一个甲基支链，在结构上宛如由若干个异戊间二烯分子加氢缩合而成。实际上，石油中的异戊间二烯型烷烃可能是天然色素或萜烯类衍生的产物。它在石油中的含量可达0.5%，现已发现C_9至C_{25}规则的异戊间二烯型烷烃。在沉积物和原油中，往往以植烷、姥鲛烷、降姥鲛烷、异十六烷及法呢烷的含量最高，其结构式如下：



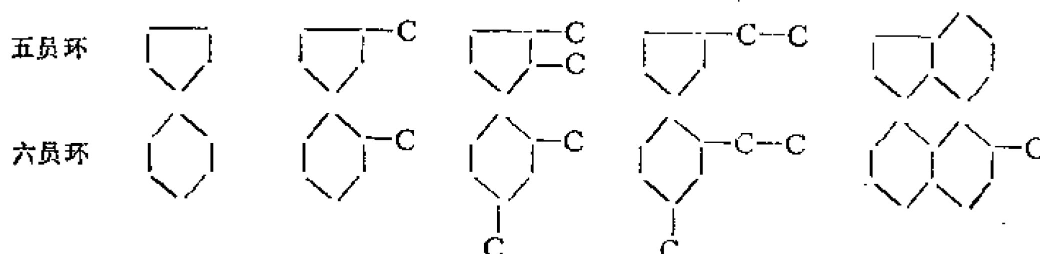
由于同源的石油，所含异戊间二烯型烷烃的类型和含量都非常相似，因此，近几年来常用作油源对比的标志或“指纹”。我国某些原油中异戊间二烯型烷烃的分布见表1-4。

表 1-4 我国某些原油中异戊间二烯型烷烃的分布

油田或地区	产层时代	植烷 (Ph)	姥鲛烷 (Pr)	降姥鲛烷 (i_{18})	异十六烷 (i_{16})	法呢烷 (i_{15})
任丘	Zw	47.7～62.0	19.3～28.8	7.0～11.8	5.2～9.8	2.0～6.5
川南	Tc	21.9～22.8	21.3～29.7	17.6～22.9	18.6～28.7	6.9～15.4
孤岛	Ng	40.6～43.0	24.5～27.5	14.4～16.7	10.9～12.9	4.4～5.2
义和庄	Es	31.7～46.9	23.8～40.1	9.8～11.4	8.0～12.7	4.2～6.3
渤海	E	19.3～22.1	24.8～27.4	16.4～17.9	19.6～26.4	10.6～15.6
川中	J	22.0～22.8	35.1～38.8	15.3～15.8	16.3～19.3	7.0～7.7

2.环烷烃

这是一类性质与烷烃相似，但在分子中含有碳环结构的饱和烃。它们由许多围成环的多个次甲基（$-CH_2-$）组成。组成环的碳原子数可以是3、4、……，相应称为三员环、四员环、……。按分子中所含碳环数目，可以分为单环烷烃（通式C_nH_{2n}）、双环烷烃（通式C_nH_{2n-2}）、三环烷烃（通式C_nH_{2n-4}）和多环烷烃。石油中的环烷烃多为五员环或六员环，其结构式和类型如下：



由于碳原子所有的价已被饱和，所以环烷烃和烷烃一样，都是比较稳定的。环烷烃的比重、熔点和沸点都比碳原子数相同的烷烃为高，但比重仍小于1。常见几种环烷烃的物理常数见表1-5。石油中所含的环己烷、环戊烷与其同系物之间存在着一定关系，现在可以根据环己烷与环戊烷的比值来估计各种石油生成时的地下温度。我国克拉玛依原油中环己烷与环戊烷的比值为3.6，玉门原油为2.5。

3.芳香烃

系指具有六个碳原子和六个氢原子组成的特殊碳环——苯环的化合物，其特征是分子中含有苯环结构，属不饱和烃。根据其结构不同可分为单环、多环、稠环三类芳香烃。

单环芳香烃是指分子中含一个苯环的芳香烃，包括苯及其同系物。例如

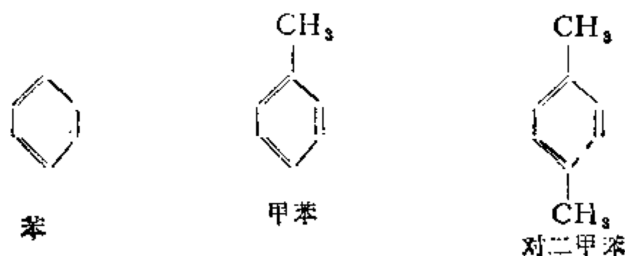
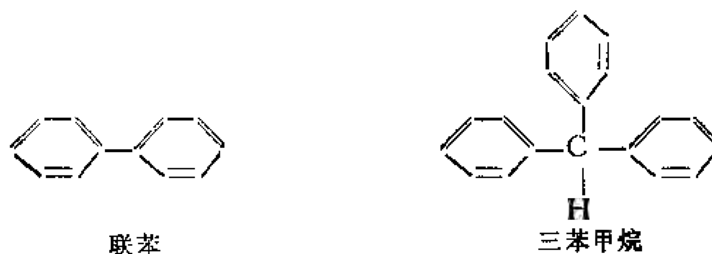


表 1-5 环烷烃的物理常数

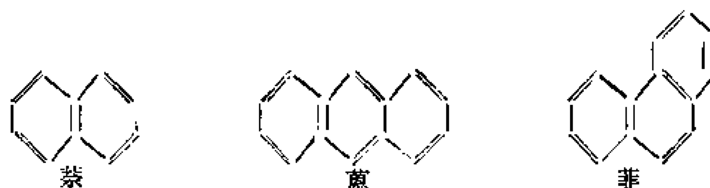
名称	结构式	比重(20°C)	熔点(°C)	沸点(°C)
环丙烷		0.720(-79°C)	-127.6	-32.9
环丁烷		0.703(0°C)	-80	12
环戊烷		0.745	-93	49.3
甲基环戊烷	—CH_3	0.779	-142.4	72
环己烷		0.779	6.5	80.8
甲基环己烷	—CH_3	0.769	-126.5	100.8
环庚烷		0.810	-12	118
环辛烷		0.836	11.5	148

多环芳香烃是指分子中含两个或多个独立苯环的芳香烃。例如



联苯　　　　三苯甲烷

稠环芳香烃是指分子中含两个或多个苯环，彼此之间通过共用两个相邻碳原子稠合而成的芳香烃。例如


萘　　　　蒽　　　　菲

在石油的低沸点馏分中，芳香烃含量较少，且多为单环芳香烃，如苯、甲苯和二甲苯。随沸点升高，芳香烃含量亦增多，除单环芳香烃外，出现双环芳香烃，如联苯。在重质馏分中还可能出现稠环芳香烃，如萘和菲，蒽的含量较少。

单环芳香烃不溶于水，但溶于汽油、乙醇、乙醚等有机溶剂。它们具特殊气味，有毒，比重一般介于0.86～0.9，比水轻。几种单环芳香烃的物理常数见表1-6。

我国大庆原油200℃以下汽油馏分中，芳香烃含量为23.5%，胜利原油为30.9%。

(三)石油的非烃组成

石油所含的非烃化合物数量不少，尤其在重质馏分中含量更高。石油中的非烃化合物主要包括含硫、含氮、含氧化合物，它们对石油的质量鉴定和炼制加工有着重要影响。

1.含硫化合物

硫是石油的重要组成元素之一。它在石油中的含量变化甚大，从万分之几（如我国克

表1-6 几种单环芳香烃的物理常数

名　称	结　构　式	比　重(20°C)	熔　点(°C)	沸　点(°C)
苯	⌬	0.879	5.5	80.1
甲　苯	⌬—CH_3	0.867	−95	110.6
对二甲苯	H_3C—⌬—CH_3	0.861	13.2	138.4
乙　苯	⌬—CH_2CH_3	0.867	−95	136.1
正丙苯	⌬—$CH_2CH_2CH_3$	0.862	−99.6	159.3
异丙苯	⌬—$CH(CH_3)_2$	0.862	−96	152.4
连三甲苯	⌬(CH_3)(CH_3)(CH_3)	0.894	−25.5	176.1

拉玛依石油含硫量只有0.05%）到百分之几（如委内瑞拉石油高达5.48%）。硫在石油中可以呈元素硫(S)、硫化氢（H_2S）、硫醇（RSH）、硫醚（RSR′）、环硫醚（⬡S、⬠S等）、二硫化物（RSSR′）、噻吩（⬠S）及其同系物等形态出现。

石油中所含的硫是一种有害的杂质，因为它容易产生硫化氢(H_2S)、硫化铁(FeS)、硫醇铁（$[RS]_2Fe$）、亚硫酸（H_2SO_3）或硫酸（H_2SO_4）等化合物，对机器、管道、油罐、炼塔等金属设备造成严重腐蚀，所以含硫量常作为评价石油质量的一项重要指标。

通常将含硫量大于2%的石油称为高硫石油；低于0.5%的称为低硫石油；介于0.5～2%之间的称为含硫石油。一般含硫量较高的石油多产自碳酸盐岩系和膏盐岩系含油层，而产自砂岩的石油则含硫较少。由表1-2可知，我国原油多属低硫石油（如大庆、任丘、大港、克拉玛依）和含硫石油（如胜利）。苏联伊申巴石油含硫量高达2.25～7%，其他如墨西哥、委内瑞拉和中东的石油含硫量也较高。

2.含氮化合物

石油中的含氮量一般在万分之几至千分之几。我国大多数原油含氮量均低于千分之五（表1-2），大庆原油含氮最少（0.13%），孤岛原油最多（0.47%）。

石油中的含氮化合物包括碱性和非碱性两类。现已从石油中鉴定出的碱性氮化物多为吡啶、喹啉、异喹啉和吖啶及其同系物，非碱性氮化物主要是吡咯、卟啉、吲哚和咔唑及其同系物。其中以金属卟啉化合物最为重要，它的分子中包含四个吡咯环，被四个－CH＝

基团相间连结而成，因此也称为卟族化合物。在石油中钒、镍等重金属都与卟啉分子中的氮呈络合状态存在，形成钒卟啉和镍卟啉（图1-2）。我国原油一般以镍卟啉为主，从表1-7可知V/Ni比值都小于1。

金属卟啉化合物分子大多数存在于沥青质中，少数分布在渣油的油分和胶质中。卟啉化合物在石油中的含量变化较大，例如以第三纪陆相生物为母质的东营凹陷，在边部样品几乎不含卟啉，而到凹陷中部含量达几百个ppm，最高近2000ppm，这与沉积环境和埋藏深度等因素有关。

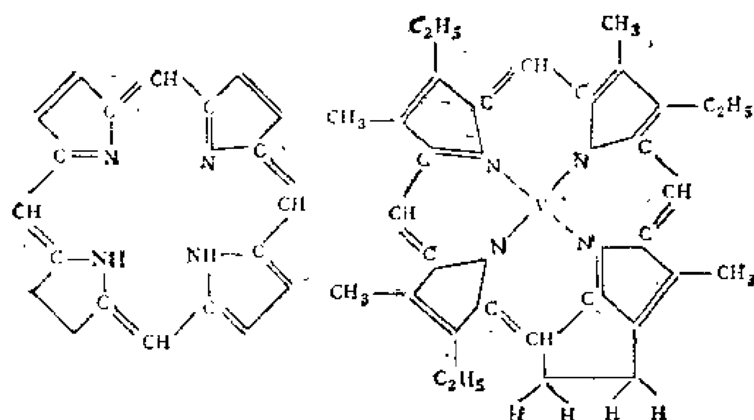


图 1-2 卟啉和钒卟啉的结构式

表 1-7 我国部分原油中的钒、镍含量

原油	钒，ppm	镍，ppm
大庆	<0.02	3.8
胜利	0.34	2.5～4.97
孤岛	0.72	13.6
大港	<1	9.0

动物血红素和植物叶绿素都属卟族化合物（即卟啉化合物），前者为卟铁的络合物，后者是卟镁的络合物。它们同石油中这类化合物的结构相同，所以，在石油中发现卟啉化合物，对研究石油成因问题有重要意义。

3.含氧化合物

石油中的含氧量一般只有千分之几，个别石油可高达2～3%。氧在石油中均以有机化合物状态存在，可分为酸性氧化物和中性氧化物两类。前者有环烷酸、脂肪酸及酚，总称为石油酸；后者有醛、酮等，含量极少。

在石油酸中，以环烷酸最重要，约占石油酸的90%左右。它多属一元酸类，即有一个羧基，常为环戊烷的衍生物；但高分子环烷酸则有双环、多环环烷烃的衍生物。石油中的环烷酸含量因地而异，一般多在1%以下，如克拉玛依原油环烷酸含量为0.48%。环烷酸多集中在石油的250～350°C中间馏分中，而在低沸馏分和高沸重馏分中都含量较低。

环烷酸在水中的溶解度很小，高分子环烷酸实际上不溶于水，但均易溶于石油烃中。环烷酸很容易生成各种盐类，上述石油的灰分元素多呈环烷酸盐的形态存在。其中碱金属

的环烷酸盐能很好地溶解于水，在与石油接触的地下水中常含这种环烷酸盐，可作为找油的一种标志。

上述碳、氢、硫、氮、氧五种主要元素在石油中可以构成巨大数量的化合物。不论其数量如何多，但其化学性质都取决于这些元素构成的官能团；每一种官能团都具有特殊的化学特征，在其所连接的各种有机化合物中起着相同的作用。例如$C_{15}H_{31}COOH$（月桂酸）和$C_{17}H_{35}COOH$（棕榈酸）都因含有羧基（—COOH）而被命名为某种有机酸，这些羧基多以类似方式产生化学反应。在石油中常见的官能团列入下表（表1-8）：

表 1-8 常见官能团一览表

化学符号	名称
	烃基
$-CH_3$，$-C_2H_5$，$-C_3H_7$	甲基，乙基，丙基
$-C_6H_5$	苯基
-R，-R′，-R″	任何烷基或主要烃基
-Ar	任何主要芳香基
	含氧基
-OH	羟基（若连接脂族基为"醇的"；若连接芳香基为"酚的"）
$-C(=O)OH$	羧基
$-C(=O)OR$	酯
C=O	羰基
$R-C(=O)-R'$	若R′是H则为"醛"；若R′是烷基则为"酮"
R—O—R′	醚
$-OCH_3$	甲氧基
	含氮基
$-NH_2$	氨基
-C≡N	腈基
	含硫基
-SH	硫醇
R—S—R′	硫醚

二、石油的物理性质

石油的物理性质，取决于它的化学组成。不同地区、不同层位，甚至同一层位在不同构造部位的石油，其物理性质也可能有明显的差别。

（一）颜色

石油的颜色变化范围很大，从白色、淡黄色、黄褐色、深褐色、黑绿色至黑色。我国四川黄瓜山和华北大港油田有的井产白色石油，克拉玛依石油呈褐至黑色，大庆、胜利、玉门石油均为黑色。

白色石油在美国加利福尼亚、苏联巴库、罗马尼亚、伊朗、印度尼西亚苏门答腊和特

立尼达都有产出。白色石油的形成，可能同运移过程中，带色的胶质和沥青质被岩石吸附有关。

但是，不同程度的深色石油占绝大多数，几乎遍布于世界各含油气盆地。石油的颜色与胶质-沥青质含量有关，含量越高，颜色越深。

石油的颜色可用塞氏比色计测定。

(二)比重

石油的比重变化较大。20℃时，一般介于0.75～1.00之间。如大庆原油比重为0.857～0.860，胜利原油0.90～0.93，克拉玛依原油0.86，大港原油0.84～0.86。通常将比重大于0.90的石油称为重质石油，小于0.90者称轻质石油。

比重大于1.00和小于0.75的石油，在自然界也有发现。例如伊朗石油1.016、美国加利福尼亚石油1.01、墨西哥石油1.06，我国孤岛馆陶组石油比重为0.93～1.026。而苏联苏拉汉石油的比重只有0.71。

石油的比重与颜色有一定关系，一般淡色石油的比重小，深色石油的比重大。但是，归根到底，石油的比重决定于其化学组成：胶质、沥青质的含量，石油组分的分子量，以及溶解气的数量。一般说来，比重小而颜色浅的石油常为石蜡性质的，含油质多，加工后能获得较多汽油和润滑油；比重大而颜色深的石油则富含高分子量的沥青质。

美国常用API度、西欧常用波美度来表示石油的比重，它们与国际通用的比重存在下列关系：

$$\text{API度} = \frac{141.5}{15.5°\text{C时的比重}} - 131.5$$

$$\text{波美度} = \frac{140}{15.5°\text{C时的比重}} - 130$$

因此，API度、波美度都与国际通用的比重在数值上相反，API度和波美度高的石油，实际上属于低比重的轻质石油。它们的换算关系列入表1-9。

表 1-9 比重与API度、波美度的换算表

比重 15.5°C时	波美度	API度	比重 15.5°C时	波美度	API度
1.0000	10.0	10.0	0.8485	35.0	35.3
0.9655	15.0	15.1	0.8325	40.0	40.3
0.9333	20.0	20.1	0.8000	45.0	45.4
0.9032	25.0	25.2	0.7778	50.0	50.4
0.8750	30.0	30.2			

(三)粘度

粘度是对流体流动性能的逆测定。流体粘度愈大，就愈难流动。液体在外力作用下，阻止其质点相对移动的能力，就是该液体的粘度。它可用绝对粘度来表示。在CGS制中，粘度的单位为泊。当1达因的切力作用于液体，使相距1厘米、面积为1平方厘米的两液层发生相对恒速流动，如果流动的速度恰为1厘米/秒，则该液体的粘度为1泊。在实用

中，常用泊的百分之一，即厘泊。

在研究石油时，通常测定的不是绝对粘度而是相对粘度。液体的绝对粘度与同温条件下水的绝对粘度之比，称为该液体的相对粘度。通常用恩氏粘度计直接测定之。

石油粘度的变化范围很大。例如，大庆油田白垩系原油粘度19～22厘泊，任丘油田中、上元古界原油为53～84厘泊，克拉玛依油田三叠系原油为50厘泊。

石油粘度的变化受温度、压力和石油的化学成分所制约。随温度升高，石油粘度则降低，所以石油在地下深处比在地面粘度小，且易流动。压力加大，粘度也随之增加。环烷及芳香烃含量高、高分子碳氢化合物含量高的石油，粘度也较大；而原油中溶解气量的增加则会使粘度降低。总之，粘度大的石油往往呈暗色，比重也较大，因而轻质石油的粘度比重质石油的低。

石油粘度是一个很重要的物理特性，它直接影响石油流入井中及在输油管线中的流动速度，所以在油田开采和石油运输方面都有重要意义。

（四）荧光性

石油及其大部分产品，除轻汽油和石蜡外，无论其本身或溶于有机溶剂中，在紫外线照射下，均可发光，称为荧光。石油发荧光是一种冷发光现象。发光现象可以分为"荧光"和"磷光"，前者是当激发能停止后发光时间不超过10^{-7}秒；而后者是在激发能停止后，继续发光的时间超过10^{-7}秒。

石油的发光现象取决于其化学结构。石油中的多环芳香烃和非烃引起发光，而饱和烃则完全不发光。轻质油的荧光为浅蓝色，含胶质较多的石油呈绿和黄色，含沥青质多的石油或沥青质则为褐色荧光。所以，发光颜色随石油或沥青物质的性质而变，不受溶剂性质的影响。而发光强度，则与石油或沥青物质的浓度有关。

由于石油的发光现象非常灵敏，只要溶剂中含有十万分之一的石油或沥青物质，即可发光。因此，在油气勘探工作中，常用荧光分析来鉴定岩样中是否含油，并可粗略确定其组分和含量。这个方法简便快速，经济实用。

（五）旋光性

这是天然石油的一种重要特性。当偏光通过石油时，偏光面会旋转一定角度，这个角度叫旋光角。凡具有能使偏光面发生旋转的特性，称为旋光性。如偏光面向右转，是右旋物质；向左转，则为左旋物质。

引起石油旋光性的原因，在于其有机化合物分子结构中具有不对称的碳原子。不对称碳原子的存在造成不对称结构的分子，使化合物本身具有旋光的性能。石油中常有胆甾醇和植物性甾醇的不对称结构分子。而胆甾醇存在于动物的胆汁、鱼肝油和蛋黄中，植物性甾醇存在于植物油和脂肪中。所以石油的旋光性是石油有机成因的有力证据。

石油旋光角的大小介于0.1°到几十分，但是石油加工的产品旋光角可超过1°，例如重油可以右旋到2.09°。天然石油多为右旋的，但也有例外，如印度尼西亚爪哇岛和加里曼丹岛的石油是左旋的。

石油的旋光性可用旋光仪来测定。它有随含油地层年代的增长而减小的趋势（表1-10）。

（六）溶解性

石油是各种碳氢化合物的混合物。由于烃类难溶于水，因此，石油在水中的溶解度很

表 1-10 不同地质时代石油的旋光角平均值（据Г.А.阿莫索夫修改）

地质时代	绝对年龄，百万年	资料数目	旋光角 +〔α〕D
第三纪	7～65	86	+0.63°
白垩纪	65～136	18	+0.28°
侏罗纪	136～190	20	+0.20°
二叠纪	225～280	3	+0.19°
石炭纪	280～345	28	+0.24°
泥盆纪	345～395	21	+0.18°
志留纪	395～440	14	+0.12°

低。若以碳数相同的分子进行比较，烷烃溶解度最小，芳香烃最大，环烷烃居中。除甲烷外，各族烃类在水中的溶解度均随分子量增大而减小。

外界条件对石油在水中的溶解度有不同影响：温度由150°C降低到25°C，石油的溶解度会降低78～95%；除烷烃中的气态馏分外，压力对烃类的溶解度影响甚微；水中无机组分含量和含盐量增加时，烃类的溶解度会降低；若水中有皂胶粒存在时，烃类的溶解度则会相应增加。

石油尽管难溶于水，但却易溶于许多有机溶剂，例如氯仿、四氯化碳、苯、石油醚、醇等等。根据石油在有机溶剂中的溶解性，有助于鉴定岩石中的石油含量及性质。

第3节 天然气的成分和性质

所谓天然气，人们的理解往往不同。从广义而言，自然界一切天然生成的气体，都可称为天然气，它们常为各种气体化合物或气态元素的混合物，其成因复杂、产状多样。索可洛夫（В. А. Соколов, 1971）根据存在的环境将天然气分为八大类：Ⅰ.大气；Ⅱ.表层沉积物中的气体；Ⅲ.沉积岩中的气体；Ⅳ.海洋中的气体；Ⅴ.变质岩中的气体；Ⅵ.岩浆岩中的气体；Ⅶ.地幔排出气；Ⅷ.宇宙气。所以，沉积物中有机物质的生物化学降解及高温裂解、放射性元素蜕变及热核反应、岩石的变质及岩浆活动、乃至宇宙及空气等作用，都可以生成天然气。在自然界它们的产状也变化多端：既可以呈气藏气、气顶气、溶解气，也可以呈凝析气、矿井瓦斯、固态气体水合物，甚至还有大量气体广布于宇宙空间。但是，在石油及天然气地质学界所讲的是狭义的天然气，系指与油田和气田有关的可燃气体，成分以气态烃为主，多与生物成因有关；在特定条件下，也可能遇见以非烃气为主的气藏，只要有工业价值，也要加以研究。

一、天然气的化学成分

与油田和气田有关的天然气，主要成分是气态烃，其中以甲烷为主；非烃气常为N_2、CO_2、CO、H_2S、H_2及微量惰性气体。它们随产状不同，含量变化甚大，现按气藏气、气顶气、溶解气、凝析气、固态气体水合物等不同产状分述如下：

1.气藏气

系指基本上不与石油伴生，单独聚集成纯气藏的天然气。甲烷含量在气体成分中常占95%以上，重烃气含量极少，不超过1～4%，属于干气（贫气）。已发现为数不多的气藏

气是以含氮气、二氧化碳或硫化氢为主，而烃气含量极少。沃罗诺夫和齐霍米罗夫等（A. H.Воронов, В. В. Тихомиров идр., 1976）●根据世界含气及含油气盆地中约2000个气藏、15000个气样的分析资料，总结出气藏气化学成分的分布特点（图1-3）：绝大多数气藏气是以含气态烃为主，含烃量超过80％的气藏约占气藏总数的85％以上；氮气为主的气藏不到10％；以二氧化碳或硫化氢等酸性气体为主的气藏数量更少，低于1％。

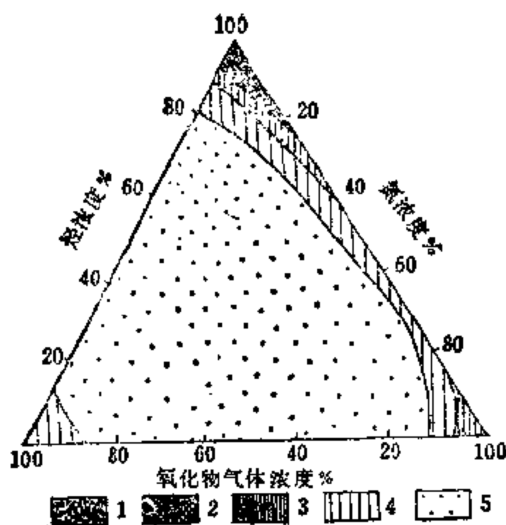


图 1-3 世界气藏气成分图
（据A.H.Воронов, B.B.Тихомиров, и др., 1976）出现频率：1—>50％；2—10～50％；3—1～10％；4—0.1～1％；5—<0.1％

这种纯气藏在世界上发现的数量与日俱增。气源多样，不同成因的可燃气体都可能聚集成纯气藏：苏联西西伯利亚的乌连戈伊等特大气田属于白垩系的细菌成因气（即生物化学气），甲烷含量占97～99％，甲烷碳同位素含量介于－62～－58‰；荷兰格罗宁根大气田的气源可能与下伏石炭系的煤系气有关，甲烷含量81％、氮含量14％；我国四川相国寺气田石炭系所产气体，甲烷含量高达97.3％，重烃气含量<1％，甲烷碳同位素－33.55‰，属热裂解气。除上述大多数气藏气在成因上都与生物起源有关外，也发现了少数气藏气可能来自非生物起源：欧洲东部的潘农盆地，生产层直覆于结晶基岩之上的纯气藏，含二氧化碳特别多，如米哈伊气田下潘农组砂岩产出的天然气含二氧化碳95％、甲烷4.5％；美国威利斯顿盆地的恰尔松和凯宾-克里克两气田所产天然气，氮含量高达80～90％。

此外，有时可见纯气藏是与下伏或侧向分布的油气藏或油藏有关，这是在特定地质条件下，油气运移作用的结果。如美国加利福尼亚州桑塔飞泉油田的浅层气藏和加拿大阿尔伯塔州旁尼格伦-威-查特湖泥盆系礁块系统下倾部位的纯气藏。

2.气顶气

系指与石油共存于油气藏中呈游离气顶状态的天然气。它在成因和分布上均与石油关系密切，重烃气含量可达百分之几至几十，仅次于甲烷，属于湿气（富气）。随着地层压力的增减，气顶气可溶于石油或析出。在油气藏中气顶体积的大小与其化学组成及地层压力有关。我国大庆长垣萨尔图油田下白垩统背斜油藏大，含油丰度高，具有明显的气顶，气油界面约在海拔－920～－950米，原油比重低（0.8227～0.8550）、粘度低（7.4～23.8厘泊）；气顶气中重烃气含量可达13％。大港油田是黄骅坳陷北大港断裂构造带上唐家河、港东、港中、港西等四个油田的总称，被断层分割为若干逆牵引背斜和断块，油、气、水分异明显，常见气顶，其中重烃气含量可高达23％。

3.溶解气

天然气易溶于石油或地下水，因此，在地质条件下，可区分为油内溶解气和水内溶解气。它们日益引起人们的注意。

●见《Природные газы осадочной толщи》, Под Ред В.П.Якучени, 《НЕДРА》, 1976.

油内溶解气常见于饱和或过饱和油藏中，其主要特点是重烃气含量高，有时可达40%。根据苏联伏尔加-乌拉尔、南里海、亚速夫-库班、中里海、北滨黑海等五个不同类型含油气盆地研究油内溶解气(Т.А.Ботн.в.等，1966)，发现其组成与原油性质及地质时代有关：轻质烷基石油溶解气中含20～80%重烃气，一般以乙烷为主（6～20%），其次为丙烷，更重烃气及其异构物含量不等；而重质油溶解气几乎为纯甲烷。在地质时代上，发现一般古老地层的油内溶解气比年轻地层含重烃气更多；且随含油气层时代变老，正丁烷、正戊烷与其异构物的比值增加。例如，在伏尔加-乌拉尔含油气盆地，正丁烷与异丁烷的比值在泥盆系为2～3，石炭系为1～2，二叠系不超过1。而在年轻的含油气盆地中，这个比值变化范围则较大，如在南里海和北滨黑海盆地介于0.6～4.5。油内溶解气的数量不等，少则每吨几～几十米^3，多则每吨可达几百～上千米^3。油内溶解气含量高时，采出后可收集回注油藏内以保持油层能量。

水内溶解气不仅可以在国民经济上综合利用，而且可以利用其某些特性来预测含油气性，因此显得愈益重要。据苏联学者佐尔金（Л.М.Зорькин，1983）估计，沉积岩地下水中烃气资源总量可达$n\times10^{16}$～1.5×10^{17}米^3，比常规气藏气总储量(约2.4×10^{14}米^3)大数十至上百倍。水内溶解气包括低压水溶气和高压水溶气：前者含气量一般为数十至5000厘米^3/公升，少数可超过此限，这种水溶气可供综合利用。后者常出现在异常高压带以下的高压地热水中，含气量较高，美国墨西哥湾沿岸异常高压带以下的高压水溶气很丰富，储量可达8.5×10^{12}米^3；澳大利亚和苏联也有大量高压水溶气资源。开发这种高压水溶气与热水资源加以综合利用，将有很高的经济效益，引起人们的重视。

在稳定的地台区含油气盆地中，水内溶解气的主要成分是甲烷和氮，重烃气和二氧化碳含量一般不超过10～12%（Л.М.Зорькин，1969，1973）；但在年轻褶皱区的含油气盆地中，水内溶解气的特点是含二氧化碳浓度较高，甚至在褶皱山系的山前发育二氧化碳气带。如在高加索山前，高部位广泛分布二氧化碳水泉，较低部位变为二氧化碳-甲烷水，至含油气盆地内地层水则以含烃气为主。所以，根据水内溶解气的化学成分变化规律有助于指明寻找油气藏的方向。

4.凝析气

当地下温度、压力超过临界条件后，液态烃逆蒸发而形成的气体，称为凝析气。一旦采出后，由于地表压力、温度降低而逆凝结为轻质油，即凝析油。

凝析气在地下聚集成凝析气藏。它们通常埋藏深度较大，多分布在地下3000至4000米或更深处，例如意大利马洛萨凝析气田，深5600米，压力1050大气压，温度153°C[69]，在美国墨西哥湾盆地和二叠盆地，超过4500米深处是以凝析气藏和纯气藏为主。但是，由于流体性质和外界条件等多种因素都可以改变烃类物系的临界条件[94]，因此，即使在不太深的层段，也可能找到凝析气藏。

5.固态气体水合物

在洋底特定压力和温度条件下，甲烷气体分子天然地被封闭在水分子的扩大晶格中，形成固态气体水合物，亦称冰冻甲烷或水化甲烷。有时乙烷、丙烷、异丁烷、二氧化碳及硫化氢也可与甲烷一起形成固态混合气体水合物。这些气体可以是来自洋底沉积物之下深度不大的生物成因气，也可以是沿海底断裂来自深处的非生物成因气。

这类固态气体水合物可以成为深部气藏的良好盖层，也可以形成气体水合物气田。从本

世纪70年代以来，在苏联西西伯利亚北极地区发现储量巨大的气体水合物气田麦索雅卡后，才开始引起人们的重视，其天然气总储量约为4×10^{11}米^3，其中有54%是呈气体水合物产出(Katz，1971)。后来在北极许多油气田中都见到过固态气体水合物；1980年初美国深海钻探的钻井船，甚至发现在墨西哥和中美洲附近的太平洋中，也广泛分布着冰冻甲烷地层，并取得许多岩芯。

这种固态气体水合物多分布在气温较低的极地和冻土地带，特别是在气温低而水深较大的高压低温水体中，例如在北冰洋多分布在水深>335米、亚热带水深>610米的洋底沉积物中。

除以上五种不同产状的天然气在化学成分上各具特征外，在国内外某些油（气）田气的化学组成出现反常现象（见表1-11）：有的重烃气含量高达30～50%，如苏联格罗兹尼、伊申巴、克拉斯诺卡姆等油（气）田气的重烃气含量都超过了甲烷。另外，有的天然气含非烃气体异常多，在我国华北冀中坳陷赵兰庄构造钻开下第三系孔店组和沙河街组四段的井中，所喷出的高压天然气含硫化氢多达92%，这同地层中富含石膏有关；而平方王油田下第三系所产天然气中二氧化碳含量异常高，可达63～66%，这可能同喜马拉雅旋回玄武岩与石灰岩接触的加热分解有关。还有的天然气含氮量很高，由表1-11看出美国中部的海尔列、八月和本得隆起所产的天然气中，氮的含量都在80～90%。

表 1-11　国内外某些油(气)田气的化学成分(百分含量)

国家	油(气)田名称	生产层时代	CH_4	重烃气	CO_2	N_2	H_2S	H_2	O_2	He
中国	大庆油田	Cr_1	83.82	13.0	0.11	2.68				
	大港油田	Es_3	75.21	23.22						
	圣灯山气田	Py	94.57	0.99	0.24	2.43		0.02		
	石油沟气田	Tc	97.80	0.40	0.20	1.10	0.1			
	盐潮气田	Q	95.50	0.50		3.50				
美国	莫特儿-迪姆	J			12.2	79.7			0.92	7.18
	八月(堪萨斯)	C_2	10.5	1.6	0.1	85.6				2.13
	海尔列(犹他)	J	5.1	2.3	1.1	84.4				7.16
	本得隆起	P	0.1		0.8	89.9				8.6
苏联	格罗兹尼	R	47.0	51.3	1.7					
	伊申巴	R	42.9	47.3	0.3	4.8	4.6			0.03
	杜依马兹	D	61.4	25.4	0.2	14.0				
	克拉斯诺卡姆		19.4	48.6	0.4	21.2	0.4			

氦、氩、氖等惰性气体在天然气中的含量不多，只有千分之几至百分之几，其中以氦、氩最常见。它们可能同地壳中的放射性作用有关。天然气中的氦含量一般不到1～2%，少数情况可达10%。在法国圣特纳所产的天然气中，氦和氖的总含量达10.31%(据А.Л.Козлов)；美国一些含氮量高的天然气中，往往含氦量也较高，可达7～9%(见表1-11)。氩的含量一般低于1%，个别情况可达2%，如苏联乌兹别克的一口井所产天然气的含氩量接近1.9%（据Н.А.Еременко）。

氦多由放射性元素蜕变而成；鉴于放射性元素的蜕变速度同其产物氦的数量之间存在一定关系，可助计算其年龄。因此，可以根据天然气中氦的相对含量通过下式确定天然气

的年龄：

$$\frac{He}{Ar}\times 7.71\times 10^7 = \text{天然气的年龄}$$

二、天然气的物理性质

天然气一般无色，可有汽油味或硫化氢味，可燃。由于其化学组成变化大，致使物理性质也变化甚大。

（一）比重

系指在标准状况下，单位体积天然气与同体积空气的重量之比。天然气的比重一般与分子量成正比。由于“湿气”含重烃气较多，因此，“湿气”的比重大于“干气”。

（二）粘度

天然气的粘度与其化学组成及所处环境有关。一般天然气的粘度在0°C时为0.00031厘泊，20°C时为0.0120厘泊。天然气的粘度，一般随分子量增加而减小，随温度和压力增高而增大；这是由于分子间的距离不能增加，而温度升高后会使气体分子运动加速，增加分子间碰撞的次数，导致粘度加大。

（三）蒸气压力

将气体液化时所需施加的压力，称为该气体的饱和蒸气压力。蒸气压力随温度升高而增大。在同一温度条件下，碳氢化合物的分子量越小，则其蒸气压力越大，因此甲烷比其同系物的蒸气压大得多，这也正是在天然气的组成中往往甲烷等轻质碳氢化合物含量较多的原因。

随着油田开发，地层压力逐渐下降，天然气的组成也会随之改变。一般在自喷阶段，轻分子的碳氢化合物是天然气的主要成分；随着地层压力下降，较重分子的碳氢化合物蒸气就随之进入天然气中，因此天然气的比重也会随着油田开采期的延长而略有增加。

（四）溶解性

天然气溶于石油和水。在相同条件下，在石油中的溶解度远远大于在水中的溶解度，例如甲烷在石油中的溶解度比在水中的大十倍。当天然气中重烃增多，或者石油中的轻馏分较多，都可增加天然气在石油中的溶解度。另外，降低温度或增大压力，也可得到同样效果。在石油中溶有天然气时，可以降低石油的比重、粘度及表面张力。

（五）热值

每立方米天然气燃烧时所发出的热量，称为热值。单位为大卡/米^{3}或大卡/公斤，前者较常用。

天然气的热值变化很大，氢可达34000大卡/米^3，而甲烷为8870大卡/米^3。天然气中湿气的热值较高，可达20000大卡/米^3。而煤和石油的热值分别为4000及10000大卡/公斤。

第4节 固体沥青的成分和性质

固体沥青是同石油有关的固态衍生物。多为深褐色至黑色的有机矿物，化学成分不甚稳定，也无一定晶形，彼此之间常呈过渡型式，因此鉴定比较困难。

现在，一般是根据化学成分、比重、硬度、稠度、熔点、溶解度、可燃性、燃烧火焰及地质产状等特征来研究和鉴定固体沥青。

硬度是用摩氏硬度计来衡量。必须将硬度与稠度区分开，有些固体沥青的硬度很低，但稠度却很大，如软沥青。

稠度是以垂直负荷下的针入深度作为量度单位，一般用透度计测定。在单位时间和一定温度条件下，当一定重量负荷作用时，透度计的标准针刺入试样的深度，即为该样品的稠度。一般在测定时所用标准重量是100克，时间为5秒，温度是25°C，刺入深度用毫米来表示。

熔点就是样品熔化的温度。

可燃性可以分为下列等级：

（1）立刻燃烧并且全部烧尽的；

（2）部分熔化后才开始燃烧的；

（3）慢慢燃烧，没有火焰的；

（4）开始燃烧一下，但迅速停止的；

（5）不能燃烧的。

在进行可燃性试验时，还要注意观察火焰的颜色、烟味、膨胀现象等。

研究固体沥青的溶解性时，常用的溶剂是氯仿、苯、四氯化碳、丙酮、酒精、石油醚、二硫化碳、碱溶液等。对个别特殊类型的固体沥青，还要试验在水中的溶解性。

固体沥青的地质产状表明它与地层或构造的关系，容易说明其成因，是一个很重要的特征。在野外地质工作中，必须经常注意，仔细观察和描述，并画素描和摄影。

与石油有关的固体沥青种类繁多，逾100种。根据它们的成因和物理化学特征，将固体沥青分为下列类型：

（一）物理分异产物

1.地蜡

2.高氮沥青

3.贫胶地蜡

（二）风化产物

1.软沥青

2.地沥青

3.石沥青

（1）硬沥青

（2）脆沥青

（三）腐殖化产物

1.酸性碳质沥青

2.腐殖碳质沥青

（四）变质产物

1.碳质沥青

（1）黑沥青

（2）焦性沥青

2.碳沥青

3.次石墨

由于固体沥青的化学成分变化较大，常呈过渡状态，成因复杂，至今研究较少，现将几种主要类型的物理化学性质列入下表：

表 1-12 主要固体沥青的物理化学特征

固体沥青名称	C	H	S	N	O	比　重	硬　度	熔点,°C	溶解性
地　蜡	84～86	13～16	<15～20			0.9～0.94	固～半固态	65～85	易溶于各种有机溶剂
高氮沥青	43～67	4.6～8.6	1.2～4.9	1.6～2.4	34～37		土　状		溶于水
地沥青	80～88	9～11	0.4～10	0.3～1.9	0～1.8	1～1.2	0.5～2	100	易溶于各种有机溶剂
石沥青	76～88	4.7～12	0.9～7.4	微量～5.3	0～11	1.006～2.0	0.5～3	80～320	选择性溶于部分有机溶剂
腐殖碳质沥青	50～60	3～4.0	11.17	1.8	32.46		土　状		全溶于苏打水(1%)
碳质沥青	83～87	8～10	微量～16	0.3～3.1	2～6.9	1.075～1.36	2～3	不熔化	不溶于有机溶剂，但黑沥青在CO_2中可溶2～10%
碳沥青	>95							不熔化	不溶解
次石墨	～100					1.86～1.98	3～4.5	不熔化	不溶解

在上述固体沥青中，有些类型常与地下深处的石油宝藏有关，可以作为野外调查石油的标志，例如地蜡、软沥青、地沥青及石沥青等，常在地表露头中呈现为找油的直接油气显示，是评价区域含油气远景的有力证据。我国柴达木盆地的深褐色地蜡、老君庙油田的黑色地沥青、克拉玛依油田的黑色石沥青都是著名的。南美洲的特立尼达湖、亚洲的死海都是闻名世界的沥青湖，蕴藏量很大。尤其值得注意的是在地表或浅处形成沥青砂（Tar Sands）油田，分布在世界各地，例如加拿大的阿萨巴斯卡（Athabaska）和梅尔维尔岛（Melville Is.），委内瑞拉的奥菲锡纳-坦布拉多（Oficina - Temblador）和瓜诺科（Guanoco），特立尼达的拉布雷亚（La Brea），美国犹他州的地沥青山（Asphalt Ridge）、白岩（Whiterocks）和森尼赛德（Sunnyside）等，都是一些主要的沥青砂油田。其中阿萨巴斯卡储量约达800亿吨，是世界最大的沥青砂油田。

第5节　石油沥青类中的C、H、S、O、N同位素

原子由带正电的原子核和带负电的外围电子层组成。原子核的体积只占原子总体积的10^{-12}，但其中却几乎包含了原子的全部质量。原子核内已发现二十几种基本粒子。构成原子核并确定其特性的基本粒子是中子和带正电的质子。原子核中的质子数目称为原子序数（Z），中子的数目称为中子数（N），原子核内全部质子和中子的数目称为原子量(A)，所以，$A = Z + N$。

在化学元素周期表上占同一位置，具相同质子数（Z）和不同中子数（N）的元素的原子，称为该元素的同位素。换言之，同位素是原子核内具相同数量的带正电质子而原子

量不同的原子。一般同位素多用元素符号表示，其右下角注明质子数（Z）或在周期表上的原子序数，右上角注明原子量（A），例如C_6^{12}、C_6^{13}、C_6^{14}。由于质子数可由周期表上元素的原子序数确定，故常被省略，如H^1（氕）、H^2（氘）、H^3（氚）。

同位素可分为稳定的和放射性的两类。自然界仅稳定同位素就有274个。放射性同位素系指那些能自行随意分解（即改变自己的原子量）形成具另外质子数的新原子的同位素。这个过程称为元素的放射性变化。同油气物质有关的主要元素及其同位素的特征列入表1-13，多用质谱仪进行分析。现分述石油沥青类中的C、H、S、O、N同位素如下：

表 1-13 石油沥青类主要元素的同位素特征

Z	元素名称	元素符号	N	A	相对丰度，原子百分率	Z	元素名称	元素符号	N	A	相对丰度，原子百分率
1	氢	H^1	0	1	99.9844	16	硫	S	16	32	95.1
		H^2	1	2	0.0156				17	33	0.74
		H^3	2	3	——				18	34	4.2
2	氦	He	1	3	1.3×10^{-4}				20	36	0.016
			2	4	99.9999	54	氙	Xe	70	124	0.096
6	碳	C	6	12	98.892				72	126	0.090
			7	13	1.108				74	128	1.919
			8	14	——				75	129	26.44
7	氮	N	7	14	99.635				76	130	4.08
			8	15	0.365				77	131	21.18
8	氧	O	8	16	99.759				78	132	26.89
			9	17	0.0374				80	134	10.44
			10	18	0.2039				82	136	8.87
10	氖	Ne	10	20	90.92						
			11	21	0.257						
			12	22	8.82						

一、碳 同 位 素

碳有C^{12}、C^{13}、C^{14}三个同位素，前两者为稳定同位素，第三者是放射性同位素。

在大气圈中，同位素C^{14}是在热中子作用下，由稳定同位素N^{14}变成的。C^{14}的半衰期只有5568年。碳的放射性可用于考古学发现中确定绝对年龄，但是，由于C^{14}的半衰期太短，放射性碳不能用于第四纪以前的古代沉积，此法可以测定的最大年龄为30000～45000年。

碳的稳定同位素的相对丰度平均为：C^{12}—98.892，C^{13}—1.108。沉积岩及其可燃矿产的碳同位素含量见表1-14。1935年首次确定石油和沥青中碳的同位素成分。它们的相对丰度可用$\delta^{13}C$或C^{12}/C^{13}比值表示，$\delta^{13}C$可由下式计算：

$$\delta^{13}C=\frac{(C^{13}/C^{12})_{样品}-(C^{13}/C^{12})_{标准}}{(C^{13}/C^{12})_{标准}}\times1000‰$$

为便于对比，国际上趋于使用统一的标准，即美国南卡罗莱纳州白垩系箭石的碳同位素，简称PDB标准，其中$C^{13}/C^{12}=1123.7\times10^{-5}$。

世界各地原油的$\delta^{13}C$值介于-24‰～-31‰之间。我国四川陆相原油为-25.8‰～-30.4‰，海相原油-23‰～-26.2‰；大庆白垩系原油-26.9‰～-29.7‰，平均值

表 1-14 沉积岩及其矿产的碳同位素组成

地　　点	样品名称	地质时代	C^{12}/C^{13}
捷克斯洛伐克	石灰岩	上白垩统	89.3
美国纽约州	石灰岩	下泥盆统	89.2
德　国	石灰岩	侏罗系	89.2
英　国	白　垩	白垩系	88.71
美国内华达州	含油页岩	上第三系	92.6
美国伊利诺斯州	黑色页岩	宾夕法尼亚系	91.36
美国宾夕法尼亚州	含碳页岩	宾夕法尼亚系	90.52
澳大利亚	沥青页岩		91.7
美国堪萨斯州	石油和天然气	宾夕法尼亚系	93.0～95.2
美国怀俄明州	石　油	密西西比系	94.1
美国俄克拉何马州	石　油	宾夕法尼亚系	93.2
苏联苏拉罕油田	石　油	第三系	91.4
苏联恩巴油区	石　油		92.5

-27.8‰。都比各种无机含碳物质高，却与生物体相似，这也是石油有机成因的重要证据。

二、氢同位素

氢有H^1、H^2、H^3三个同位素。H^3是放射性的，半衰期只有12.46年。在放射性分解时，H^3放出β质点，形成稳定同位素氦He^3。

氢的稳定同位素的相对丰度是：H^1—99.9844，H^2—0.0156。石油中的H^2含量比普通水高约60%，在天然气中可达79.39%。

同油气聚集伴生的水中H^2含量增高，由于石油与水的氢同位素交换，产生了富H^2的石油。在古代（太古代、元古代）水中H^2含量较多；在匈牙利的一个油田还发现水中的H^2含量随地层埋藏深度而有规律地增加。

三、硫同位素

硫有S^{32}、S^{33}、S^{34}和S^{36}四个同位素，其相对丰度：S^{32}—95.1，S^{33}—0.74，S^{34}—4.2，S^{36}—0.016。由于S^{33}和S^{36}数量很少，一般只测定S^{32}和S^{34}。

测定样品中的硫同位素含量时，是以坎冈-迪阿布洛(Cangon Diablo)陨石陨硫铁的硫作为标准，其$S^{34}/S^{32}=0.045$，通过下式求出$\delta^{34}S$：

$$\delta^{34}S=\frac{(S^{34}/S^{32})_{样品}-(S^{34}/S^{32})_{标准}}{(S^{34}/S^{32})_{标准}}\times 1000‰$$

也可以用S^{32}/S^{34}比值来表示硫同位素含量。沉积岩中的$\delta^{34}S$值介于-4.14至+4.55之间，而S^{32}/S^{34}比值变化在21.280～23.212。

从美国和加拿大各油田约100个石油和天然气样品的硫同位素含量（表1-15）可知：在北美洲广大范围内，同时代地层中石油或天然气的$\delta^{34}S$具有稳定值；而不同时代的石油，该值却变化较大。苏联伏尔加-乌拉尔油区石炭系和泥盆系天然气、石油及沥青样品中，S^{32}/S^{34}比值的研究结果也有类似特点。所以，硫同位素研究为不同时代石油的油源对比，提供了一个新途径。

表 1-15　石油和天然气中硫同位素$\delta^{34}S$值（据H.G.Tod等）

取样地点	地质时代	石　油	天然气
美国犹他州	始新统	+28.2	
美国怀俄明州	白垩系	-3.0	
西加拿大周瑟夫-列克	上白垩统	-1.0	
西加拿大比沃尔克	上白垩统	-3.0	
西加拿大帕宾娜	上白垩统	-5.2	
加拿大阿尔伯塔州波尼维尔	下白垩统	+7.5	
加拿大阿布森德-克里	下白垩统	+5.7	
加拿大坎别尔	下白垩统	+10.0	
美国怀俄明州	二叠系	-2.3	
美国俄克拉何马州	宾夕法尼亚系	-1.0	
美国怀俄明州	宾夕法尼亚系	-5.9	
美国堪萨斯州	宾夕法尼亚系	+3.9	
美国怀俄明州	密西西比系	-3.9	
西加拿大篇尔夫-斯蒂尔曼	密西西比系	+2.3	
加拿大阿尔伯塔州勒杜克	泥盆系	+12.1	+13.8
加拿大阿尔伯塔州大维尔里	泥盆系	+12.8	+12.4
加拿大安大略州康布拉	志留系	+9.2	
加拿大安大略州特连顿	奥陶系	+6.3	
美国西得克萨斯州埃伦伯格	奥陶系	+10.7	

四、氧　同　位　素

地壳上存在三种稳定的氧同位素，它们在水和空气中的相对丰度如下：

	空气,%	水,%
O^{16}	99.759	99.760
O^{17}	0.0374	0.042
O^{18}	0.2039	0.198

由于O^{17}分布很少，一般都研究O^{16}/O^{18}比值。对石油、天然气及其伴生水，都还没有开展氧同位素的研究。

目前，在地质学上，只将碳酸盐中的氧同位素比值用来测定沉积盆地的古水温。由于在水和碳酸盐中的水与二氧化碳所含的氧之间存在同位素交换平衡，这个平衡受环境温度控制，因此，可以利用碳酸盐中的O^{18}/O^{18}比值来测定古沉积盆地的温度。

五、氮　同　位　素

天然氮有两种稳定同位素，其相对丰度是：N^{14}—99.635，N^{15}—0.365。

由于在同一油气聚集中，氮同位素含量变化较大，因此，在石油地质学领域，对氮同位素的研究还很少。但是，当含氮天然气通过砂岩运移时，氮同位素存在分馏现象，却是值得注意的。

总之，对石油沥青类中的同位素研究才刚刚开始，但是，继续开展这个领域的科学研究，必将会对解决石油成因和油气藏形成问题提供更多珍贵的资料。

第二章 石油和天然气的成因

石油和天然气的成因问题，是石油地质学界的主要研究对象之一，也是自然科学领域中争论最激烈的一个重大研究课题。正确解决这个问题有着重要的理论意义和实际意义。

石油地质学的主要研究对象包括油气成因、油气藏形成和油气分布规律三大课题，三者之间有着密切的联系。地壳上生成的石油和天然气是形成油气藏的物质基础，掌握了油气生成及其以后的活动规律，进而认识油气藏的形成及分布规律，才能正确地指出找油方向，有效地部署油气勘探工作。

同时，油气的生成不能脱离周围的自然环境，无论是自然界的各种有机物和无机物，或是所处的物理、化学、生物及地质的条件，都对油气的生成起着重要作用。因此，油气成因问题不能脱离其他学科孤立地研究，多年来，它一直吸引着许多国家的地质学家、生物化学家和地球化学家。解决了这个问题也有助于提高人们对客观世界的正确认识。

人类对石油和天然气成因的认识，是在整个自然科学迅速发展的推动下，在勘探及开采油气藏的实践中逐步加深的。由于石油及天然气的化学成分比较复杂，又是流体，现在找到的油气藏往往不是它们出生的地方，这就为研究油气成因问题带来了许多复杂性。因此，长期以来，关于油气成因问题，在原始物质、客观环境及转化条件等方面，都有过许多激烈的争论。

十八世纪七十年代以来，对油气成因问题的认识，基本上可归纳为无机生成和有机生成两大学派。前者认为石油及天然气是在地下深处高温、高压条件下由无机物变成的；后者主张油气是在地质历史上由分散在沉积岩中的动物、植物有机体转化而成。当时，实验室试验对两大学派都起了很大作用，人们模仿实际地质情况开展实验室研究，根据各自获得烃类的各种化学反应，结合油气勘探和开采中所取得的资料进行地质推论，产生了各种假说。但是，一个能被公认的石油成因学说，必须以自然界的普遍现象为基础，能够解释并预测地壳上油气生成和分布的客观规律，指导人们的实际勘探工作。

总结两百多年来世界油气勘探及开采的经验，结合近代科学技术的采用结果，下列客观事实是解决油气成因问题的各种学说都必须予以认真考虑的：

（1）世界上已经发现的油气田99.9%都分布在沉积岩中。无论是在海相沉积，还是在陆相沉积中，都发现了大油气田。但是，分布极不均匀。据美国M.T.哈尔布特（1978）统计[53]，全世界160个产工业石油的沉积盆地中，只有25个盆地发现石油≥14亿吨（10×10^9桶）或/和等量天然气(按6英尺^3＝1桶计)，这25个盆地占世界发现石油总量的86%。它们多集中分布在浅海相、三角洲相及深湖相沉积中。而在与沉积岩无关的地盾和巨大结晶基岩突起发育区，没有找到油气聚集，例如加拿大、阿非利加、澳大利亚等地盾本部。

（2）从前寒武纪至第四纪更新世的各时代岩层中都找到了石油。在我国河北省任丘县中、上元古界雾迷山组白云岩中发现了高产油田；委内瑞拉东部夸仑夸尔油田和美国加利福尼亚州夏陆油田都从上新-更新统岩层中找到了工业油藏；苏联巴库和土库曼的某些小油藏都发现在更新统的“巴库组”和“阿普歇伦组”中。但是，石油和天然气在地质时代

上的分布很不均衡，这与沉积岩中有机质的分布状况相吻合，并且同煤、油页岩等可燃有机矿产的时代分布也有一定关系。

(3)在近代海相和湖相沉积中发现了有机质转化为油气的过程，而且这个过程至今仍在进行着。我国在青海湖及洞庭湖，美国在墨西哥湾和加利福尼亚州滨外大陆架，以及苏联在里海、黑海和谢万湖的近代沉积中，都发现了丰富的有机质并生成石油类的碳氢化合物；P.V.史密斯还用碳的同位素（$\delta^{14}C$）法确定其绝对年龄约为9000～14000年；特别是从有机质的化学分析表明，愈往深处，近代沉积物中的有机质就愈接近石油。

(4)世界上既没有化学成分完全相同的两种石油，也没有成分完全不同的石油。石油是由各种碳氢化合物（烷族、环烷族、芳香族）组成的非常复杂的混合物。较老的古生代石油多为烷族，而年轻的第三纪石油则以环烷族为主；但是，大多数石油的化学组成十分相似，按重量计算，含碳80～88%、氢10～14%，C/H比值在5.9～8.5之间。所以，石油成分的相似性是主要的，这正好说明它们的成因可能大致相同，而它们在成分上的差异性则可能同原始生油物质和生成环境的不尽相同以及油气生成后的经历变化有关。

(5)光谱分析证明：中、新生代的石油灰分以氧化铁为主（低于70%），古生代的石油灰分则主要含氧化钒和氧化镍（低于60～80%）。将石油灰分与岩石圈比较，大大富集了几种元素：

钒2000倍　　　　铜50倍
镍1000倍　　　　钴30倍

甚至还富集了铅、锡、锌、银等元素。而在石油与煤的灰分对比中，发现沉积岩的基本元素富集系数都在1～5以下，但是，钒、镍、铜、钴、铅、锡、锌、钡、银等稀有元素的富集系数却都超过10～1000；这个吻合现象可能正是由于煤和石油都是有机生成的结果。

(6)从大量油田测试结果可知：油层温度很少超过100°C，有些深部油层温度可以高达141°C。在所有石油中，轻质芳香烃含量二甲苯＞甲苯＞苯，（而当温度增加到700°C时，就会急剧发生逆向变化）；此外，石油中所含卟啉化合物、旋光性，以及环已烷、环戊烷与其同系物之间存在的一定关系，都证明石油是在低温条件下生成的。

(7)由前述上新世至更新世地层中发现工业油藏，表明生成石油并聚集成油藏所需的时间，大约不到一百万年。在委内瑞拉东部佩德纳尔斯，有一个厚约6米的砂层被封闭在约61米厚的帕里亚粘土层中，其中所含烃类浓度比周围的粘土层或连到地面的砂岩高出4倍。用C^{14}测定整个帕里亚层的沉积不到1万年，而所封闭的砂层沉积只有5000年左右。在砂层中平均含烃浓度约为150ppm，减去整个地层平均含烃量25ppm，剩下的125ppm就是在砂层沉积后聚集起来的；换言之，平均每年增加0.025ppm。依此类推，只要一百万年就可以聚集成一个丰富的油田了。

上述重要事实的存在，大大促进了石油有机生成理论的发展；特别是近代物理学、化学、生物学及地质学等基础理论科学领域的辉煌成就，色谱、光谱、质谱、电子显微镜和同位素分析等先进技术的广泛采用，为应用有机地球化学知识来解决油气成因问题创造了良好条件，不仅对古代沉积岩中生油岩的鉴别提供了科学根据，而且推动了对近代沉积中烃类生成过程的研究，"将今论古"，使石油有机生成的现代科学理论日趋完善。

油气有机生成的现代科学理论认为：原始有机质在一定深度（相应的地热）条件下

的适宜环境内，经历着生物化学、热催化、热裂解、高温变质等阶段，陆续转化为石油和天然气。现在，在油气有机生成学说中，存在着早期生油说与晚期生油说两种观点。前者主张沉积物所含原始有机质在成岩过程中逐渐转化为石油和天然气，并运移到邻近的储集层中去；后者是近二十年来迅速发展的新观点，认为沉积物埋藏到较大深度，到了成岩作用晚期或后生作用初期，沉积岩中的不溶有机质（即干酪根）达到成熟热解生成大量液态石油和天然气。国外许多重要的理论研究和实验成果[86, 58, 49, 89, 72, 82]，国内关于陆相油气生成的大量研究成果[15, 16, 28, 29]，都证明了干酪根生油的可能性，并提出了一系列证明有机质达到成熟的地球化学标志，这些新进展完善了油气有机生成学说，使其在油气勘探中的作用，从定性评价可能的生油层系和生油区，发展到定量确定生油气岩和圈定生油区及生气区，对新区作出油气资源早期评价，显著提高了油气勘探效率。但是，必须注意，原始有机质从沉积、埋藏到转化为石油和天然气，是一个逐渐演化的过程，不能由于晚期生油说的卓越贡献而完全排斥早期生油的可能性，宜将两种观点统一起来，把原始有机质生成石油和天然气视为一个统一的发展演化过程。本章拟根据这种观点，阐明现代油气生成理论及其应用。从近代沉积中烃类生成过程的观察、油气成因现代模式、干酪根、地质环境、温度与时间、生油气层的地质-地球化学研究等方面介绍这个理论的基本内容及其应用；最后，对天然气成因类型及油气无机生成假说也加以简略概括。

第1节　近代沉积中烃类生成过程的观察

为了解决石油生成理论中的一些争论问题，应用“将今论古”的对比方法，研究近代沉积物中是否存在着丰富的有机物质、是否存在着油气生成的环境和过程，对我们认识地质历史上的油气生成问题有着巨大的意义。因此，近代沉积中烃类生成过程的研究成果，必然为油气有机生成学说提供有力的科学论据。

我国石油地质工作者对青海湖及洞庭湖中近代沉积物进行的研究，取得了可喜成果。美国P.V.史密斯对墨西哥湾，G.T.菲利皮对加利福尼亚滨外大陆架，苏联B.B.维别尔和A.И.高尔斯卡娅对里海、黑海及谢万湖的研究，都取得了宝贵收获。归纳起来下列情况值得注意：

（1）在这些海相和湖相水体及近代沉积物中，确实存在着大量有机物质。例如在我国半咸水的青海湖中，除有丰富的鱼类外，还有较多浮游生物和底栖生物，特别是藻类和介形虫微生物异常丰盛。据计算[30]，在湖底暗色淤泥分布区2700公里^{2}和1米深的体积内，埋藏了一亿吨以上有机物，主要是浮游生物残体。这种暗色淤泥的有机碳含量高达2.29%，氯仿抽提物0.12%，烃类含量0.014%。在苏联黑海统计有100万吨鱼、1500万吨浮游生物和4000万吨底栖生物，尤其微生物繁殖速度快，每年产量可达80亿吨。从美国不同沉积环境近代沉积物中抽提出的有机质含量及其烃类组成来看（详见表2-1），海相和湖相沉积中都可以含有丰富的有机质及烃类，其中浅海大陆架和深水湖相沉积物中含量较高，尤其在各河流注入海、湖的河口外沉积物中有机质含量最多，这说明为什么世界上许多大油田常常分布在三角洲相沉积中。

（2）从近代沉积物中抽提出来的有机质，在化学成分和物理性质上与石油近似。史密斯用红外光谱对比分析了墨西哥湾近代海洋沉积物所含烃类与美国怀俄明州中新统石油，

表 2-1 美国各种沉积环境近代沉积物中有机物质含量及成分(据P.V.Smith)

沉积物来源	有机抽提物含量（百万分之一）	烷烃-环烷烃 %	芳香烃 %	烃类总量（百万分之一）
密西西比三角洲样品				
BC236-52	2530	1.6	2.7	100
PL242-52	326	17.6	10.5	92
GM311-52	457	4.8	2.2	32
MP321-52	362	1.3	6.1	27
路易斯安那海岸样品				
沼泽样品	490	0.8	1.1	9
冲积平原样品	1040	2.7	2.3	52
加利福尼亚海岸样品				
河口水泊	7600	6.6	3.9	800
非海相沉积样品				
新泽西州石湖	112000	1.4	0.6	224
新泽华伯蓝湖	2230	1.6	3.1	105
新泽镜湖	2300	1.1	1.1	51
新泽沼泽	6810	0.9	0.8	116
新泽梁科沙斯河	1130	4.3	3.7	90
新泽汉落克森林	3870	2.2	1.3	185
印第安纳州土壤	450	2.8	4.0	31
明尼苏达州泥质样品	10500	3.8	5.6	986
犹他州大咸湖				
咸水沉积样品	5090	1.3	1.5	144
淡水沉积样品	2740	0.8	0.5	37

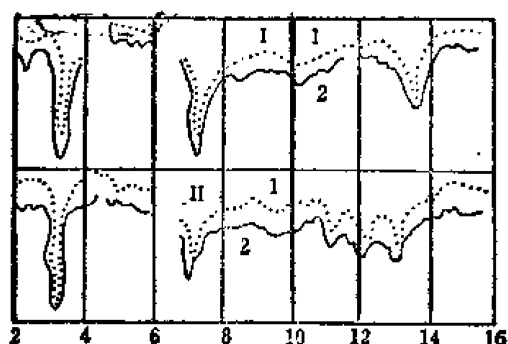


图 2-1 墨西哥湾近代海洋沉积物所含烃类与怀俄明州中新统石油的红外光谱图（波长单位：微米）

I—庚烷抽提物；II—苯抽提物；

1—石油；2—近代海洋沉积物所含烃类

发现它们在成分上非常近似，因而谱线变化相当吻合；如图2-1所示，用庚烷和苯两种有机溶剂抽提的烃类和石油的红外光谱吻合良好。将淡水泥质沉积物所含有机质的元素组成，同石油、浮游生物加以比较（表2-2），发现前者介于后两者之间，表明近代沉积物中的有机质已经经历一定演化，比活的浮游生物更接近石油。

（3）近代沉积物中有机质的组分组成，族组成及元素组成表明：随着沉积物埋藏深度的加大，所含有机质就越接近石油。从青海湖近代沉积物有机分析结果（表2-3）看出：油质与胶质组分之和达61.99%；而且沥青含量在下层比上层高，这些都标志着沉积物中有沥青向石油转化的迹象[31]。苏联里海、黑海及谢万湖近代沉积物中沥青组成明显地随深度加大，油质含量增多，胶质和沥青质减少；在元素组成中，C、H增加，O+S+N减少（表2-4）。从墨西哥湾近代沉积物抽提物中烃类与非烃含量随深度的变化，更清晰地表明随着取样深度加大，碳氢化合物含量急剧增加，非烃化合物含量显著减少（表2-5）。

表 2-2 石油、近代沉积物中的有机质与生物的元素组成对比表

物质名称	C %	H %	S+N+O%
石油	84.32	13.58	2.10
淡水泥质沉积物中的有机质	76.7	11.3	12.0
浮游生物	44.2	8.6	47.2

表 2-3 青海湖近代沉积物的有机分析结果(据黄第藩等)[31]

样品号	岩性	$C_{有机}$ %	氯仿沥青A(占沉积物干重, %)	沥青化程度	氯仿沥青A的组分			
					油质 %	苯胶质 %	酒精+苯胶质, %	沥青质+沥青酸, %
001上层	含细粉砂	1.72	0.070	4.15	9.43	14.85	60.43	15.29
001下层	粘土质淤泥	1.55	0.162	8.56	26.48	5.74	24.94	42.84
002上层	细粉砂	1.13	0.117	9.91	13.59	16.72	35.51	34.18
002下层	质淤泥	1.23	0.134	7.64	19.38	7.41	24.74	48.47
004	粉砂	0.52	0.084	12.94	37.85	2.74	25.95	33.46
006	细砂	0.20	0.051	48.36	24.03	14.06	42.77	19.14
016上层	细粉砂质	1.39	0.073	5.78	22.48	22.07	44.41	11.04
016下层	淤泥	1.44	0.093	5.30	49.15	12.39	27.80	10.66
平均值	总的	1.58	0.128	11.65	21.30	9.91	30.78	38.01
	淤泥的	1.83	0.142	7.13	19.38	10.21	30.06	40.35

（4）用碳同位素（$\delta^{14}C$）测定墨西哥湾近代沉积物中所含液态碳氢化合物的绝对年龄约为11800～14600±1400年，与其周围沉积物的年龄相吻合。这就雄辩地表明这些烃类是在近代沉积物中生成的，而不是来自下伏老地层。

（5）根据墨西哥湾所取资料计算的结果，显示出近代海洋沉积中生成的碳氢化合物数量，可以为形成工业油藏提供充足的油源。在一立方公里沉积物中含有146000吨石油，若估计到近代沉积物中的烃类含量随深度而增加，这个计算数据是不会夸大的。事实上，从深部所取资料计算结果证明生油量更大，即一立方公里沉积物中含有337000吨石油。

这些研究结果表明：在近代沉积物中确实存在着油气生成的过程，它们至今还在进行着；而且生成的油气数量也很可观。将今论古，可以说明石油有机生成的现代科学理论是比较符合客观实际的。

第2节 油气成因现代模式

在海相和湖相沉积盆地的发育过程中，原始有机质伴随其他矿物质沉积后，随着埋藏深度逐渐加大，经受地温不断升高，在乏氧的还原环境下，有机质逐步向油气转化。由于在不同深度范围内，各种能源条件显示不同的作用效果，致使有机质的转化反应性质及主要产物都有明显的区别，表明原始有机质向石油和天然气的转化过程具有明显的阶段性。

表 2-4 里海、黑海及谢万湖近代沉积物中沥青含量表(据B.B.维别尔、A.И.高尔斯卡娅)

沉积类型及样品名称	分析样品数	组分组成，%			元素组成，%			
		油质	胶质	沥青质及沥青质酸	C	H	O+S+N	C/H
Ⅰ.里海盆地浅水湾粉砂-砂质沉积物								
原始有机质(包括分解阶段海底植物)	4	12.8	35.2	52.0	68.8	9.3	21.9	7.4
近代粉砂-砂质沉积	5	26.1	37.8	36.1	72.1	10.3	17.6	7.0
赫瓦雷组粉砂-砂质沉积	3	34.3	35.3	30.4	73.6	10.6	15.8	6.9
哈扎尔组粉砂-砂质沉积	2	48.5	27.4	24.1	79.2	10.8	10.0	7.3
Ⅱ.里海盆地浅水湾泥质沉积物								
上赫瓦雷组	1	26.6	30.8	42.6	73.0	10.3	16.7	7.1
同层，沿剖面以下12米处	1	33.0	32.6	34.4	79.0	10.4	10.6	7.6
下哈扎尔组及巴金组	3	41.5	30.2	28.3	76.6	10.2	13.2	7.5
Ⅲ.黑海盆地大陆斜坡硫化氢浸染的泥质沉积物								
原始有机质(浮游生物)	1	38.9	10.9	50.2	67.4	10.2	22.4	6.6
近代泥沉质积	3	42.5	14.8	42.7	71.2	11.4	17.4	6.3
古黑海的泥质沉积	1	55.0	17.4	27.6	72.6	11.5	16.9	6.3
Ⅳ.谢万湖近代淤泥沉积物								
大谢万湖35米深处粘土质淤泥	1	17.2	32.8	50.0	68.89	9.70	21.41	7.1
小谢万湖78米深处粉砂粘土质淤泥	1	24.7	29.1	46.2	71.65	10.38	17.97	6.9
Ⅴ.饱含石油的砂岩-粉砂岩中的沥青								
用来比较	20	72.0	23.3	4.7	85.7	12.1	2.2	7.1

表 2-5 墨西哥湾近代沉积物中烃类含量随深度的变化(据P.V.Smith)

海底以下深度		抽提物中的碳氢化合物含量	抽提物中的非烃
英尺	米	%	(沥青质和复杂有机质)含量%
3～4	0.9～1.2	7.5	92.5
18～22	5.5～6.7	20.4	79.6
52～53	15.8～16.2	27.5	72.5
102～103	31.1～31.4	30.9	69.1

现将油气成因的现代模式概括如下图表(图2-2及表2-6)，划分为四个逐步过渡的阶段：生物化学生气阶段、热催化生油气阶段、热裂解生凝析气阶段及深部高温生气阶段。

一、生物化学生气阶段

当原始有机质堆积到盆底之后，开始了生物化学生气阶段。这个阶段的深度范围是从沉积界面到数百乃至1500米深处，与沉积物的成岩作用阶段基本相符，温度介于10～30°C，以细菌活动为主，相当于碳化作用的泥炭-褐煤阶段。生物起源的沉积有机质，主要由类脂化合物、蛋白质、碳水化合物及木质素等生物化学聚合物组成，图2-3表明它们的化学结构较复杂。在缺乏游离氧的还原环境内，厌氧细菌非常活跃，如图2-4A所示，

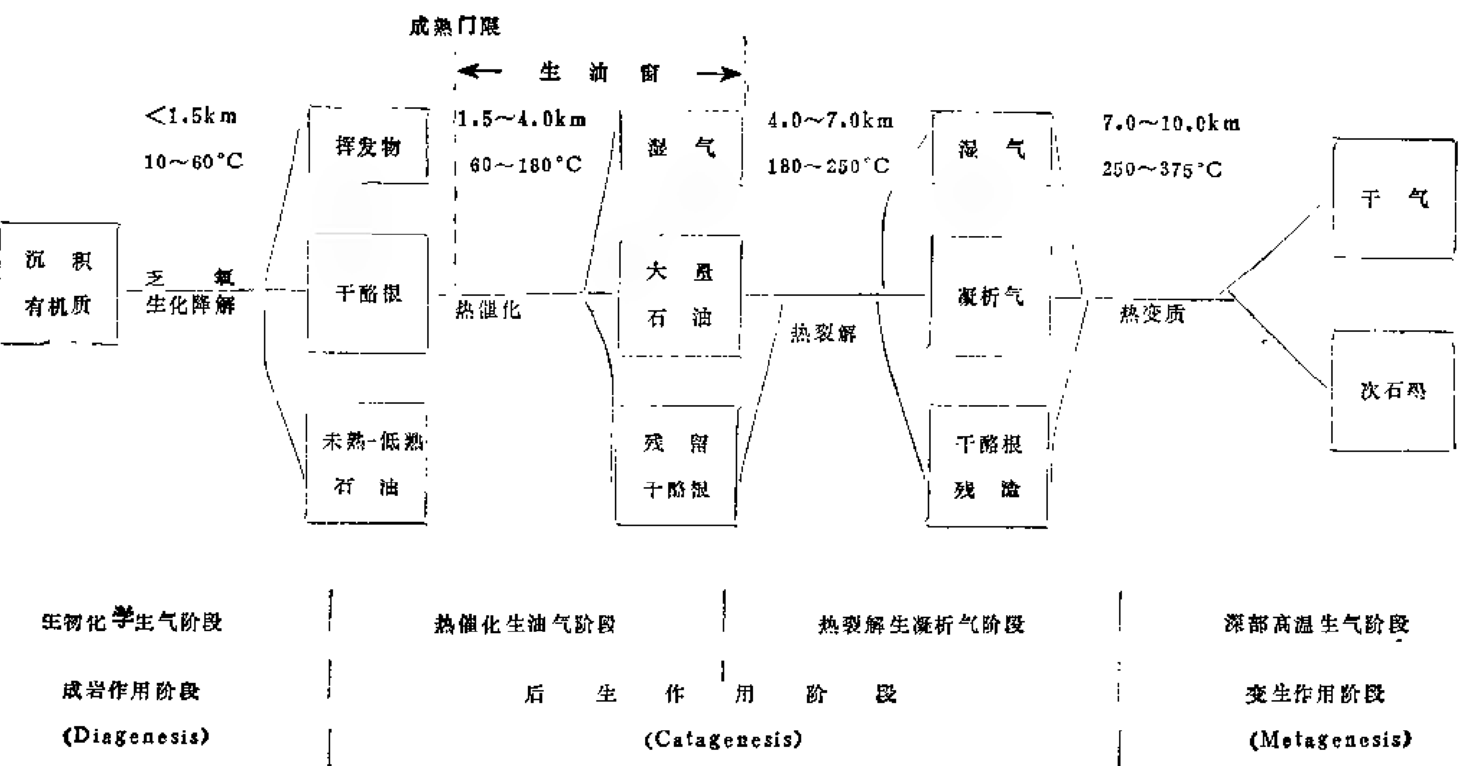


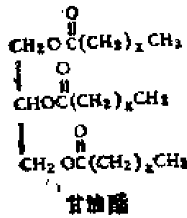
图 2-2 油气成因现代模式

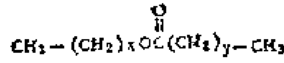
表 2-6 油气生成阶段及其成熟度特征

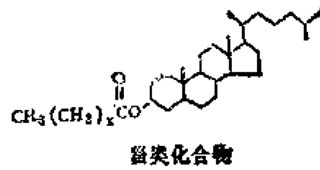
成岩阶段	油气生成阶段	深度(公里) / 温度(°C)	有机变质阶段(LOM)标尺 A.Hood (1975)	煤化作用阶段 美国	煤化作用阶段 M.Teich-müller (1967)	主要产物 H.Б.Вассоевич (1970)	成熟度	孢粉碳化程度 C.Gutjahr (1966)	热变指数 F.L.Staplin (1969, 1974)	镜质体反射率 国际煤岩学手册 (%)	CPI E.Bray & E.Evans (1961)	自由基含量 Xp×10⁹/克有机碳 W.Pusey (1973)	干酪根 颜色	K.Peters (1977) H/C原子比①	TTI D.Waples 1985
成岩作用阶段 (Diagenesis)	生物化学生气阶段	<1.5 / 10~60	0, 2, 4, 6	褐煤; 亚沥青煤 C, B	泥炭; 褐煤 (Б)	早期(成岩)甲烷	未成熟期	黄色	1－没有(黄色); 2－轻微(桔色); 2.5	0.5	5.5—2.4	低值	黄—浅褐—褐色	>0.84	1; 树脂体凝析油; 3
后生作用阶段 (Katagenesis)	热催化生油气阶段; 热裂解生凝析气阶段	1.5~4.0 / 60~180; 4.0~7.0 / 180~250	8, 10, 12	高挥发份沥青煤 C, B, A; 中～; 低～	长焰煤(Д); 气煤(Г); 肥煤(Ж); 焦煤(K); 瘦煤(OC); 贫煤(T)	7.8; 石油 伴生湿气; 11.6; 湿析气和湿气; 13.5	成熟期; 成熟后期	黄—暗褐色	3－中等(褐色); 3.5; 3.7	1.0; 1.5; 2.0	1±	高值	暗褐—深暗褐色; 深暗褐色	0.84~0.69; 0.69~0.62	石油; 180; 湿气; 900
变生作用阶段 (Metagenesis)	深部高温生气阶段	7.0~10.0 / 250~375	14, 16, 18, 20	半无烟煤; 无烟煤	半无烟煤 (ПА); 无烟煤 (A)	高温(深成)甲烷	成熟后期	黑色	4—强烈(黑色)	2.5		低值	深暗褐—黑色	<0.62	干气

①此系美国南加利福尼亚近海岸沉积物中干酪根残渣的H/C原子比。

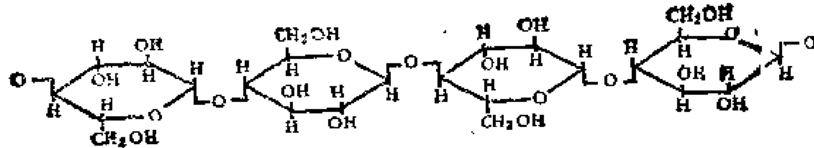
类脂化合物



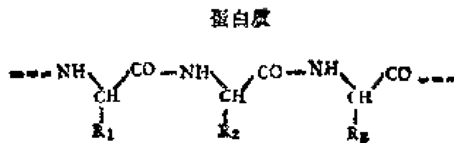




碳水化合物



蛋白质



木质素

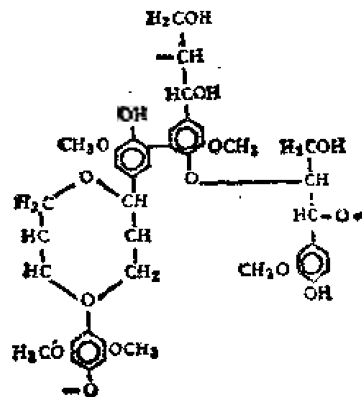


图 2-3 若干生物化学聚合物的结构(据A.Y.Huc, 1980)

部分有机质被完全分解造成CO_2、CH_4、NH_3、H_2S和H_2O等简单分子；而生物体被选择性分解，则转化为分子量更低的生物化学单体(如苯酚、氨基酸、单醣、脂肪酸等等)。这些新生产物会相互作用形成复杂结构的地质聚合物"腐泥质"和"腐殖质"。前者富含脂肪族结构，后者由多缩合核、支承碳链和官能团（COOH、OCH_3、NH_2、OH 等等）组成，通过杂原子键或碳键连接在一起，它们都成为干酪根的前身；另外．可溶于酸、硷的物质消失，胶质、沥青质和少量液态烃等可溶于有机溶剂的馏分略有增加，矿物介质（如铁和硫酸盐）则被还原为低价化合物（菱铁矿、黄铁矿）。上述这些变化导致沉积物中有机质总量的减少。

在这个阶段中，埋藏深度较浅，温度、压力较低，有机质除形成少量烃类和挥发性气

体以及早期低熟石油外，大部分成为干酪根保存在沉积岩中。由于细菌的生物化学降解作用，所生成的烃类除树脂体等生成的未熟—低熟凝析油外，以甲烷为主，缺乏轻质（C_4～C_8）正烷烃和芳香烃。只是到了本阶段后期，埋藏深度加大，温度接近60°C，开始生成少量液态石油。在这个阶段所生成的高分子量正烷烃C_{22}～C_{34}范围内有明显的奇数碳优势；环烷烃中1～6环均有，但四环分子显畸峰，此乃广泛存在甾醇衍生物所致；在芳香烃中亦以高分子量化合物为主，显示萘和多核芳香烃双峰（见图2-4A）。在烃类化学结构上的这些特征，都明显地反映了同原始有机质的性质相近。

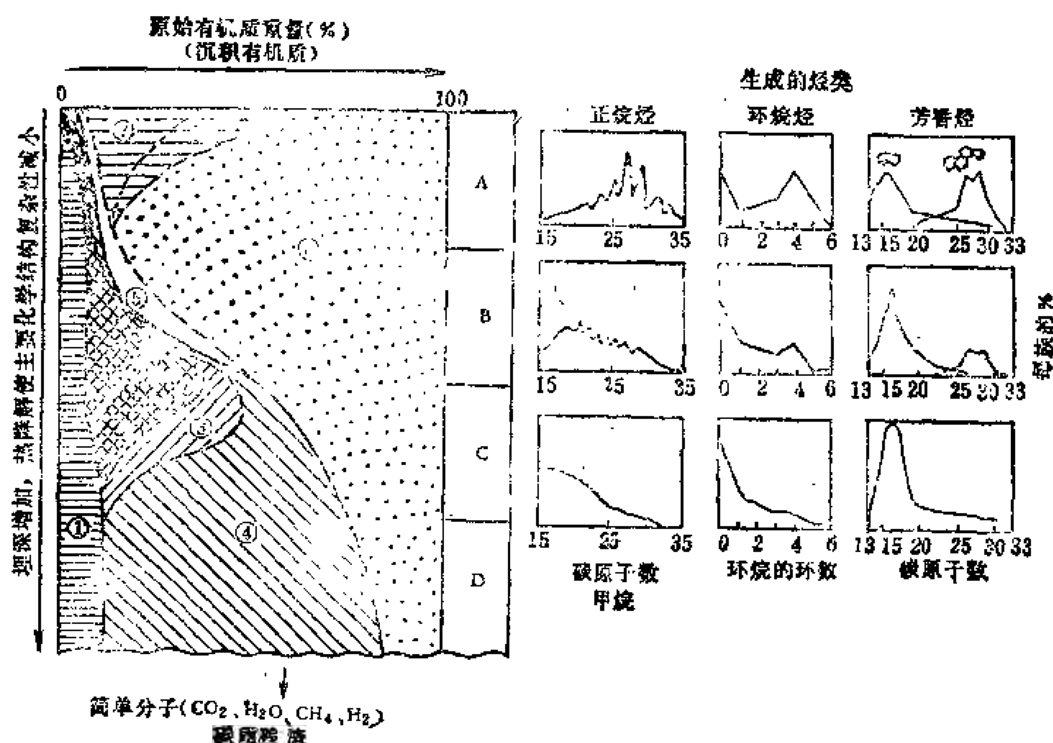


图 2-4　沉积有机质馏分的深部热演化模式

（据B.Durand，1980；B.Tissot et. al，1967；修改）

A—生物化学生气阶段；B—热催化生油气阶段；C—热裂解生凝析气阶段；D—深部高温生气阶段

1—$CO_2+H_2O+\cdots$；2—石油；3—湿气；4—甲烷；5—胶质＋沥青质；6—不溶有机质（干酪根）；7—溶于碱的物质；8—溶于酸的物质。5、6、7、8之间虚线表示这些馏分可能重叠

值得强调指出：在这个阶段生成的生物化学气，或称细菌气，甲烷含量在95%以上，属干气；甲烷碳同位素含量异常低，介于－55～－85‰，为其典型特征。它们可以聚集成特大型气藏，埋藏深度浅，易于勘探和开发，是经济效益高的研究对象。

二、热催化生油气阶段

随着沉积物埋藏深度超过1500～2500米，进入后生作用阶段前期，有机质经受的地温升至60～180°C，相当于长焰煤-焦煤阶段，促使有机质转化的最活跃因素是热催化作用。随深度的加大，岩石成岩紧结增强，粘土矿物吸附力增大，按物质组分的吸附性能不断进行重新分布；分子结构复杂的脂肪酸、沥青质和胶质集中在吸附层内部，烃类集中在

外部，依次为芳香烃、环烷烃及正烷烃。粘土矿物的这种催化作用可以降低有机质的成熟温度，促进石油生成。这可从下述实验得到证明：我们选择了沉积岩中常见的八种造岩矿物——石英、正长石、斜长石、方解石、白云石、高岭石、钙蒙脱石（斑脱土）及伊利石，分别与同一干酪根（京津地区下第三系沙三段，安29井2510米）混合，在美国CDS 820GS分析系统上进行了热解气相色谱研究，获得了下列重要成果（表2-7）❶：

表 2-7 矿物对干酪根热解的影响

样品	正构烷分布	$\frac{\Sigma正烯烃}{\Sigma正烷烃}$	$\frac{nC_{20}^{+}}{nC_{20}^{-}}$	$\frac{姥鲛烯(烷)}{nC_{17}+nC_{18}}$	干酪根含量，%
干酪根	C_{27}	0.912	0.09	0.496	100
钙蒙脱石＋干酪根	C_{11}	0.012	0	0	5.2
蒙伊混合①＋干酪根	C_{16}	0.207	0	0	7.4
高岭石＋干酪根	C_{18}	0.331	0	0	8.9
伊利石＋干酪根	C_{20}	0.658	0	0	9.2
伊利石＋干酪根	C_{20}	0.432	0	0	4.1
石英＋干酪根	C_{25}	0.822	0.01	0.188	4.5
正长石＋干酪根	C_{24}	0.778	0.02	0.193	5.6
斜长石＋干酪根	C_{28}	0.832	0.04	0.341	9.8
方解石＋干酪根	C_{26}	0.845	0.01	0.315	6.4
白云石＋干酪根	C_{28}	0.935	0.04	0.229	6.7

①蒙伊混合的比例为5：4。

1.钙蒙脱石、伊利石和高岭石等粘土矿物对干酪根热解色谱有重要影响，尤以钙蒙脱石为甚；其他五种矿物基本上没有影响。

2.粘土矿物的最突出影响是使干酪根热解后正烯烃与正烷烃双峰成对分布特征消失，仅剩下正烷烃系列。

3.粘土矿物使正烷烃系列变短，长链正烷烃含量减少至消失。钙蒙脱石混合物的正烷烃链最短，仅达C_{11}，高岭石混合物达C_{18}，伊利石混合物达C_{20}。

4.粘土矿物对异构烷、异构烯的裂解影响显著，致使姥鲛烯和姥鲛烷缺乏乃至消失。

5.低分子挥发性烃类产物增加，尤其苯、甲苯和二甲苯含量明显增多。

6.由两个伊利石混合物比较可知，粘土矿物相对含量越多，影响越大。干酪根含量为4.1%者比9.2%者，Σ正烯烃/Σ正烷烃比值由0.432增至0.658，表明前者受影响更大。

上述研究成果证明了粘土矿物对干酪根热解确有重要影响，有助产生低分子液态和气态烃。因此，在有粘土矿物的催化作用下，地温不需太高，便可达到成熟门限，干酪根发生热降解，杂原子（O、N、S）的键破裂产生二氧化碳、水、氮、硫化氢等挥发性物质逸散，同时获得大量低分子液态烃和气态烃，这个过程多次发生；所以，在热催化作用下，有机质能够大量转化为石油和湿气，成为主要的生油时期，在国外常称为“生油窗”（见图2-4B）。

这个阶段产生的烃类已经成熟，在化学结构上显示出同原始有机质有了明显区别，而

❶高先志硕士论文，“廊固凹陷沙三段有机质类型及天然气成因分布”，华东石油学院北京研究生部，1987。

与石油却非常相似。由图2-4B看出：正烷烃碳原子数及分子量递减，奇数碳优势消失；环烷烃及芳香烃碳原子数也递减，多环及多芳核化合物显著减少。

热催化生油气阶段的上述特征，在美国洛杉矶和文图拉盆地中新-上新统（图2-5）、苏联前高加索西部第三系迈科普层（图2-6）及我国松辽盆地下白垩统和渤海湾盆地下第三系（图2-7）等国内外许多含油气盆地的研究中都得到了证明，引起世界各国石油地质学家的普遍重视。

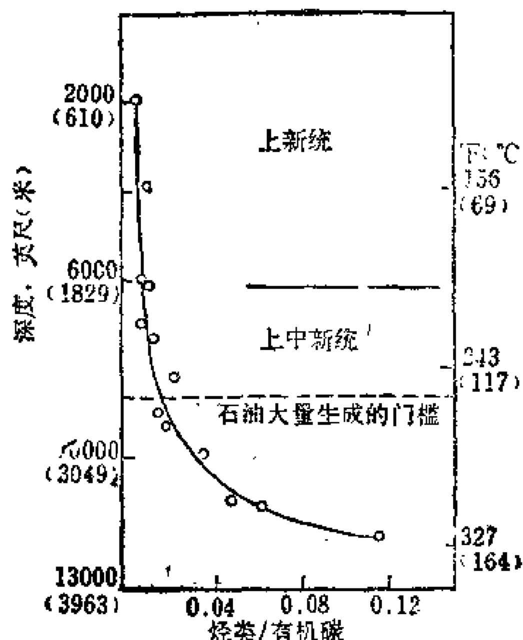


图 2-5 美国洛杉矶盆地上中新-上新统暗色页岩中C_{15}^{+}烃类/有机碳随深度的变化
（据G.T.Philippi，1965）
成熟门限深度2650米，现今温度120°C

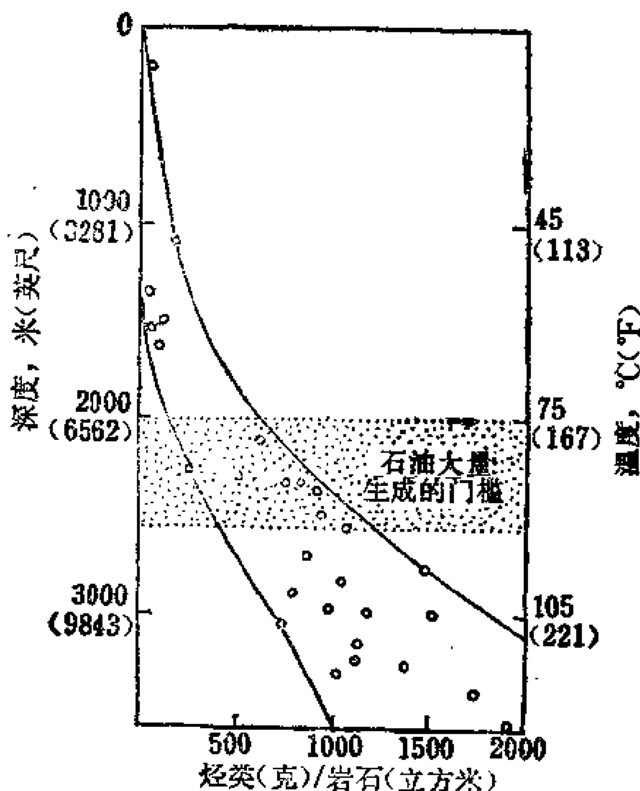


图 2-6 苏联前高加索西部第三系迈科普层页岩中C_{15}^{+}烃类随深度的变化
（据A.A.Карцев，1971）
成熟门限深度2000米，地下温度75°C

我国胜利油田地质勘探开发研究院关于东营凹陷下第三系沙三段生油岩烃类生成随埋深变化的地球化学研究（图2-8）、法国石油研究院关于巴黎盆地侏罗系下托尔页岩烃类成分和结构随深度变化的系统研究（图2-9），以及克雷普尔等（G.E.Claypool et.al.，1978）对美国西内部盆地二叠系含磷组黑色页岩进行烃类/有机碳和干酪根颜色及H/C原子比研究（图2-10）都是很有科学意义的。

需要指出，有机质成熟的早晚及生烃能力的强弱，还要考虑有机质本身的性质。在其他条件相同的情况下，树脂体和高含硫的海相有机质往往成熟较早；藻质体生烃能力最强；腐殖型有机质同样可以成为生油气母质，只不过成熟较晚、生气较多而已（图2-11）。

三、热裂解生凝析气阶段

当沉积物埋藏深度超过3500～4000米，则进入后生作用阶段后期，相当于碳化作用的

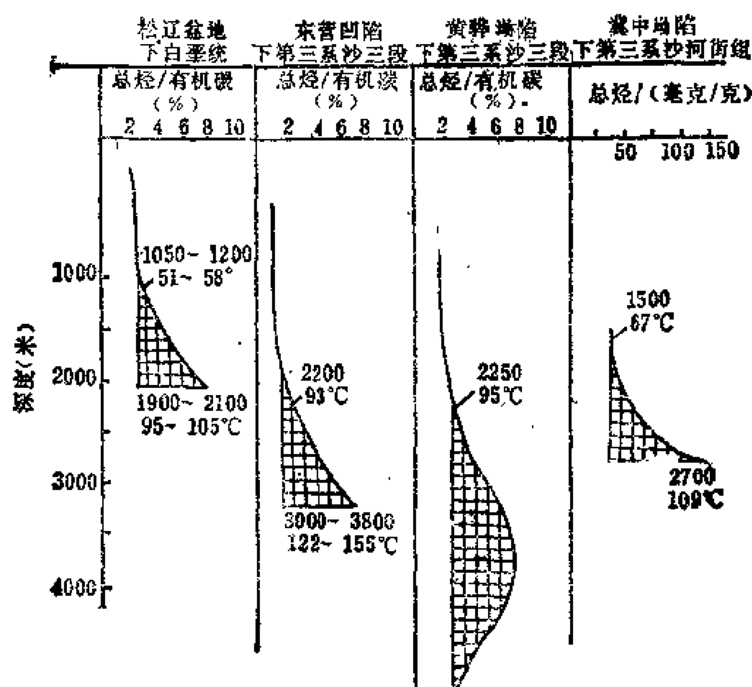


图 2-7 松辽盆地和渤海湾盆地生油岩的成熟门限及生油窗

瘦煤-贫煤阶段，地温达到180～250°C，超过了烃类物质的临界温度，除继续断开杂原子官能团和侧链，生成少量水、二氧化碳和氮外，主要反应是大量C—C链裂解，包括环烷的开环和破裂，液态烃急剧减少，如图2-4C所示。C_{28}以上高分子正烷烃含量渐趋于零，只有少量低碳原子数的环烷烃和芳香烃；相反，低分子正烷烃剧增，主要是甲烷及其气态同系物，在地下深处呈气态，采至地面随温度、压力降低，反而凝结为液态轻质石油，即凝析油并伴有湿气，进入了高成熟时期。

在这个阶段烃类反应的性质，可区分为石油热裂解（Cracking）与石油热焦化（Coking）两种作用：石油热裂解是指在高温下脂肪族结构破裂为较小分子，变为甲烷及其气态同系物，并使石油所含芳香烃浓缩集中；石油热焦化是指在高温下贫氢石油（一般以含杂元素-芳香烃为主）产生缩合反应，主要形成固态残渣，并使石油中脂肪族相对增加而杂原子减少。以上两种反应可以互相平行或覆盖。

近几年来，在美国一个实验室内曾进行过重要的模拟试验，模拟在典型地温升温条件下生油岩的油气生成率。图2-12(a)表明绿河页岩干酪根热降解生成石油的高峰在155℃，继续升温至195°C时，石油裂解成凝析气和湿气达到高峰；如果在缺乏石油裂解的情况下，由于酪根热解及石油焦化引起的生气峰比上述生油峰滞后5°C，且气体生成率低于0.3；随温度继续升高，只有残渣热解，气体生成率明显减小。图2-12（b）表示油气的累计生成率，石油累计生成率高峰在170°C，介于干酪根生油率高峰温度与石油裂解生气率高峰温度之间；气体累计生成率则视有无石油裂解会有显著差别，差额可逾50%。

图2-13表示（C_2—C_4）/（C_1—C_4）比值（即湿气指数）随温度变化的模拟试验结果。在生油晚期，温度超过120°C后，随着石油不断裂解，湿气指数增加，至195°C石油生成结束时达极大值，然后热裂解使C—C链破裂，生成大量甲烷，湿气指数骤减；如果在缺乏石油裂解的情况下，石油焦化残渣热解生成甲烷为主，导致湿气指数减小。

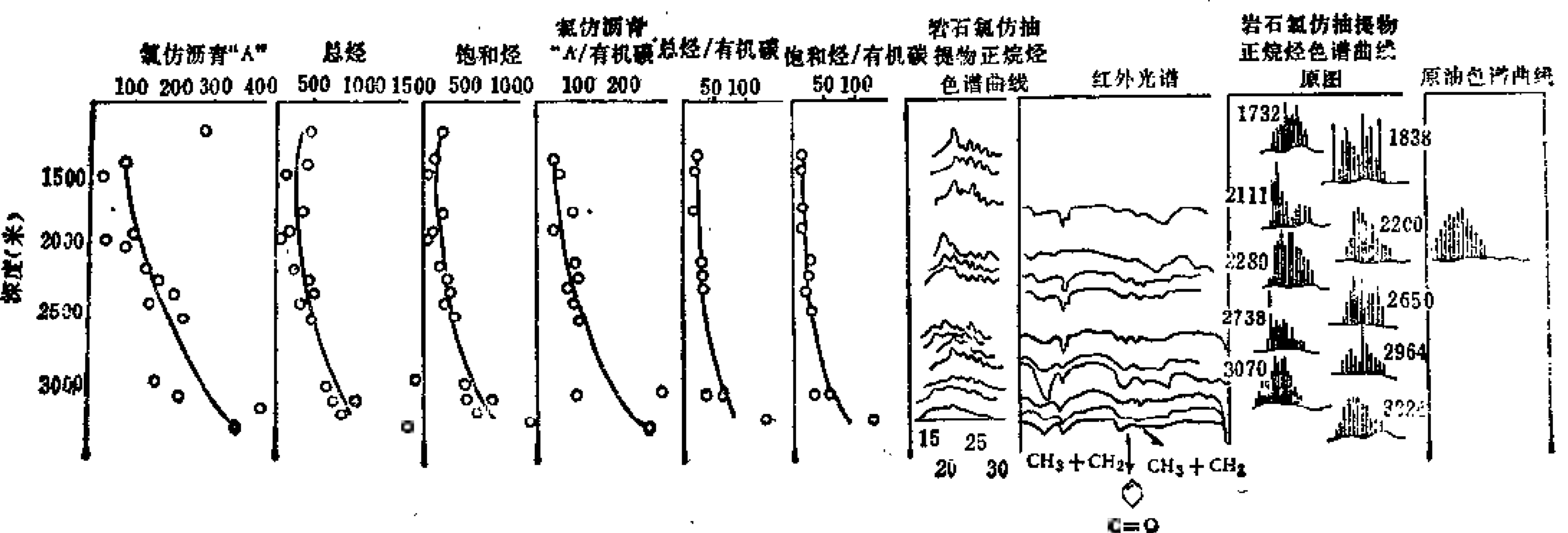


图 2-8 东营凹陷下第三系沙三段生油岩地球化学研究
(据胜利油田地质勘探开发研究院)

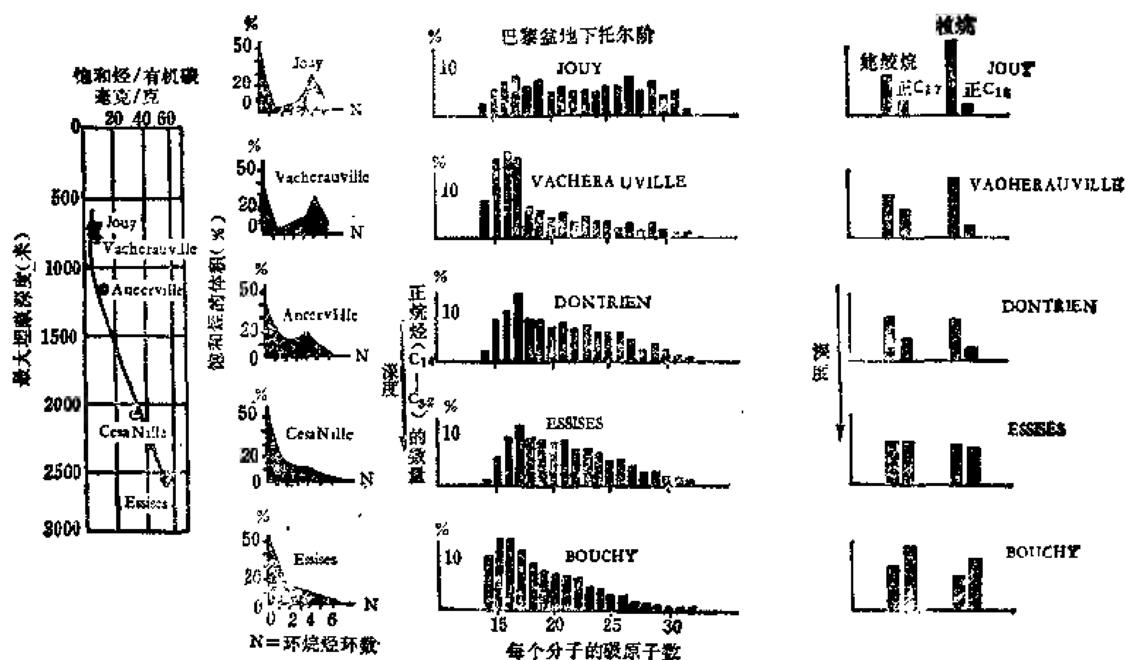


图 2-9 巴黎盆地下托尔页岩烃类成分和结构随深度的变化

（据B.P.Tissot等）

成熟门限深度约1000米，逾2500米仍属生油窗

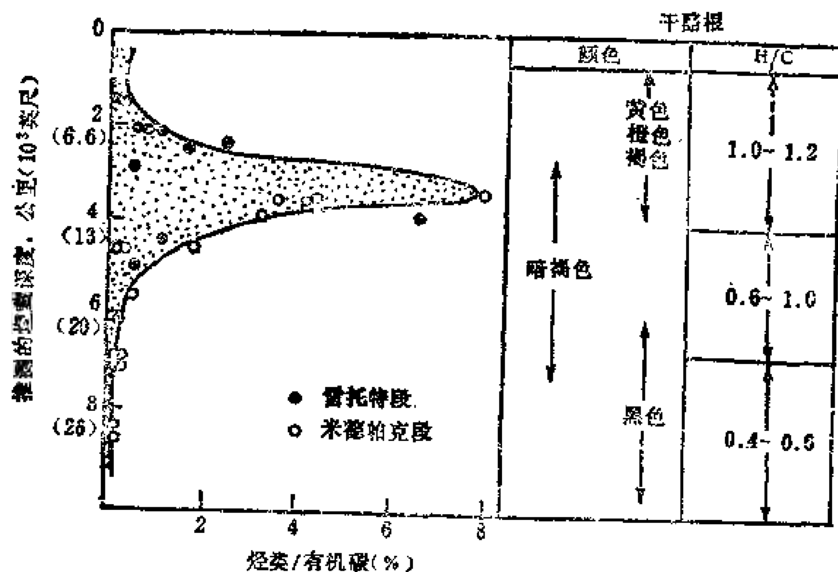


图 2-10 美国西内部盆地二叠系含磷组黑色页岩中C_{15}^{+}烃类/有机碳和干酪根颜色、H/C原子比随深度的变化

（据G.E.Claypool等，1978）

成熟门限深度2000米，生油窗2000～4500米，干酪根呈褐—暗褐色，H/C从1.2降至0.6

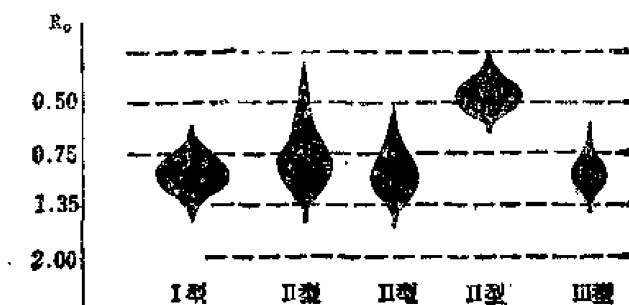


图 2-11 若干类型有机质成熟及生烃能力图
(据D.W.Waples, 1984)

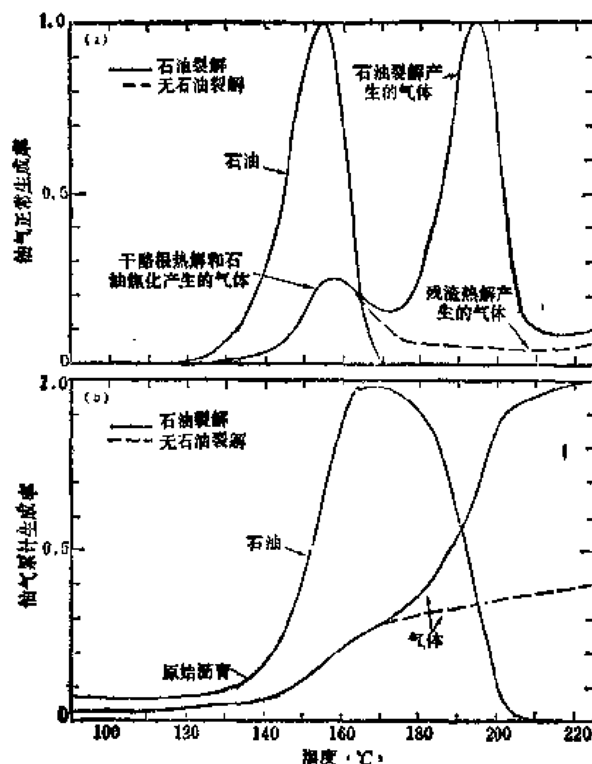


图 2-12 石油裂解与石油焦化的模拟试验
(据A.K.Burnham等, 1986)
(a)油、气正常生成率与温度的关系；(b)油、气累计生成率与温度的关系

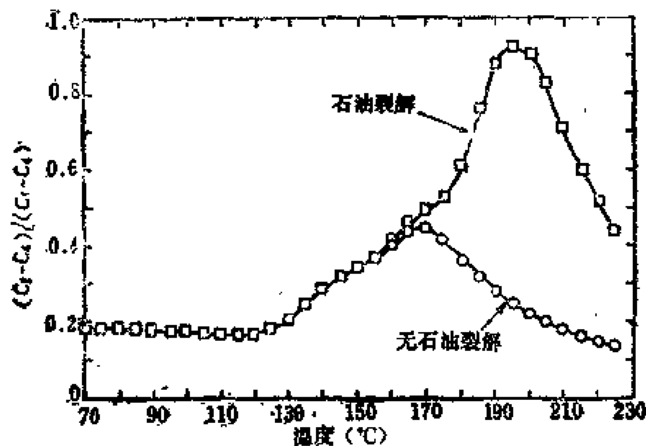


图 2-13 湿气指数随温度变化的模拟试验
(据A.K.Burnham等, 1986)

上述模拟试验表明：凝析气和湿气的大量生成，主要是与高温下石油裂解作用有关；而石油焦化及干酪根残渣热解生成的气体量则是有限的。

四、深部高温生气阶段

当深度超过6000～7000米，沉积物已进入变生作用阶段，达到有机质转化的末期，相当于半无烟煤—无烟煤的高度碳化阶段。温度超过了250°C，以高温高压为特征，已形成的液态烃和重质气态烃强烈裂解，变成热力学上最稳定的甲烷；干酪根残渣释出甲烷后进一步缩聚，H/C原子比降至0.45～0.3，接近甲烷生成的最低限（据J. M. hunt, 1979）。所以，这个阶段出现了全部沉积有机质热演化的最终产物——干气甲烷和碳沥青或石墨（图2-4D）。这种现象在实验室、野外观察和深井钻探结果都得到了证实：中国科学院地球化学研究所对石油进行高温高压试验，发现当压力固定不变，石油随温度升高向两极明显分化，最后形成气体与固态沥青。演化过程是石油—→油＋气—→油＋气＋固态沥青＋液态沥青—→气体＋固态沥青。这种试验结果同野外观察现象吻合甚佳，如在四川盆地威远隆起震旦系白云岩中见到石油热演化的最终产物——甲烷和固态沥青，后者呈不规则浸染状或粒状分布于白云岩的裂缝或洞穴中，成熟度高，通常为碳沥青和焦沥青；国外近代大批超深井钻探结果多产天然气和凝析油，罕见液态石油，更是有力的证据。

以上将有机质向油气转化的整个过程大致划分为四个阶段。对不同的沉积盆地而言，由于其沉降历史、地温历史及原始有机质类型的不同，其中的有机质向油气转化的过程不一定全都经历这四个阶段，有的可能只进入了前两个阶段，尚未达到第三阶段；而且，每个阶段的深度和温度界限也可能略有差别。甚至在地质发展史较复杂的沉积盆地，例如经历过数次升降作用，生油岩中的有机质可能由于埋藏较浅尚未成熟就遭遇上升，直到再度沉降埋藏到相当深度后，方才达到了成熟温度，有机质仍然可以生成大量石油，即所谓“二次生油”。华东石油学院碳酸盐岩石油地质研究室对华北平原下古生界生油条件的分析，认为到中生代以来才二次生油，指出了其中形成原生油气藏的可能性。

有机质转化的四个阶段，反映了有机质的成熟过程。近几年来，国内外石油地质学界开始注意从埋藏深度、地温及埋藏时间等方面研究沉积岩中有机质向石油转化的程度，即研究有机质的成熟度[28、32、72、80、85、86、89]。为了判断有机质是否达到成熟阶段，是否开始大量转化为石油，各国石油地质学家和地球化学家纷纷提出衡量有机质成熟作用的标准。归纳起来，目前应用较广的有镜质体反射率、孢粉碳化程度、热变指数、煤的牌号等等。A.胡德根据这些衡量有机质成熟程度的标志，将有机质变质作用划分成0～20个阶段，称为有机变质阶段，简称LOM标尺。

此外，对饱和烃的成分（碳优势指数CPI及环烷烃指标）、自由基含量、干酪根的颜色及H/C—O/C原子比关系、时间—温度指标（TTI），以及生物标志化合物等最新研究成果，表明都可以用来判别有机质的热演化程度。

综合上述成果，可将目前国内外应用较广的有机质成熟度的衡量标准列入表2-6，说明各项标准与油气生成阶段之间的关系。在各种标准中，以研究镜质体反射率、干酪根、TTI及孢粉碳化程度的效果最佳。

第3节 干 酪 根

由上述油气生成现代模式可知：石油及天然气来源于沉积有机质。早在古生代以前，地球上就出现了生物，随着地质历史的进展，生物广泛地发育和繁衍起来，现在地球上动物、植物种类繁多，数量很大，化学成分异常复杂。但是，大量动物、植物死亡后，多遭氧化破坏，对生成石油及天然气的原始物质而言，仍以沉积岩中的分散有机质为主。这些沉积有机质经历了复杂的生物化学及化学变化，通过腐泥化及腐殖化过程形成干酪根，成为生成大量石油及天然气的先躯。

一、干酪根的定义和形成

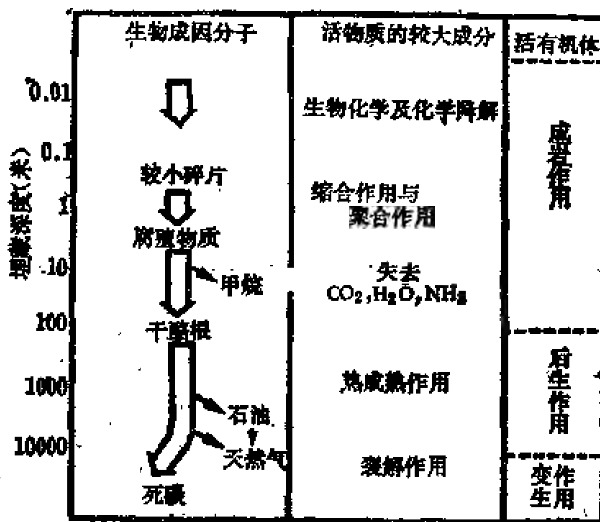


图 2-14 沉积物和沉积岩中有机质的转化
(据D.W.Waples, 1985修改)

油气生成现代模式中常用的术语干酪根（Kerogen），最初是用来描述苏格兰油页岩中的有机质，经蒸馏后能产出似蜡质的粘稠石油。后来被引用泛指现代沉积物和古代沉积岩中不溶于一般有机溶剂的沉积有机质。1979年，亨特将干酪根定义为沉积岩中所有不溶于非氧化型酸、硷和非极性有机溶剂的分散有机质，逐渐被石油地质界和地球化学界所接受。与其相对应，岩石中可溶于有机溶剂的部分，称为沥青（Bitumen）。常用的有机溶剂如氯仿、苯、甲醇-苯等皆为非极性化合物，并且是在温度80°C以下进行抽提。

干酪根的形成实际上在生物体衰老期间就已开始(图 2-14)，这时有机组织开始发生化学及生物降解和转化（据D.W.Waples, 1985），结构规则的大分子生物聚合物（如蛋白质和碳水化合物等）部分或完全被拆散，形成一些单体分子，它们或遭破坏，或构成新的地质聚合物，这是通过腐泥化或腐殖化作用的产物，是一些结构不规则的大分子。这些地质聚合物是干酪根的前躯，但还不是真正的干酪根。在海、湖水体、土壤和沉积物的成岩作用过程中，地质聚合物变得更大、更复杂、结构欠规则，至埋藏到数十或数百米后，具很大分子量的干酪根才真正发育起来。

成岩作用可使H_2O、CO_2和NH_3从地质聚合物中失去（图 2-14）。如果沉积物中发生乏氧硫酸盐还原，沉积物耗尽了重金属离子（常出现在碳酸盐沉积物中），大量硫会并入干酪根中，而原始有机质本身提供的硫却很少。在这个阶段，碳=碳双键活动性大，易转化为饱和或环状结构。

干酪根的形成伴随着同氧化作用破坏有机质的竞争。在沉积盆地中，有机氧化多由细菌引起，后者喜好浸袭生物成因小分子或类似的生物分子。在氧化环境内，许多小生物分子在形成地质聚合物前就会受到细菌破坏；而在还原环境内，细菌活动减弱给地质聚合物保存提供了有利条件，有助于干酪根的形成。

二、干酪根的成分和结构

不溶于非极性有机溶剂的干酪根，是沉积有机质的主体，约占总有机质的80～90%，亨特（1979）认为80～95%的石油烃是由干酪根转化而成；杜朗（B. Durand, 1980）估计在沉积岩中，干酪根总量约比化石燃料资源总量大1000倍（图2-15），所以，人们日益认识到研究干酪根的重要性。

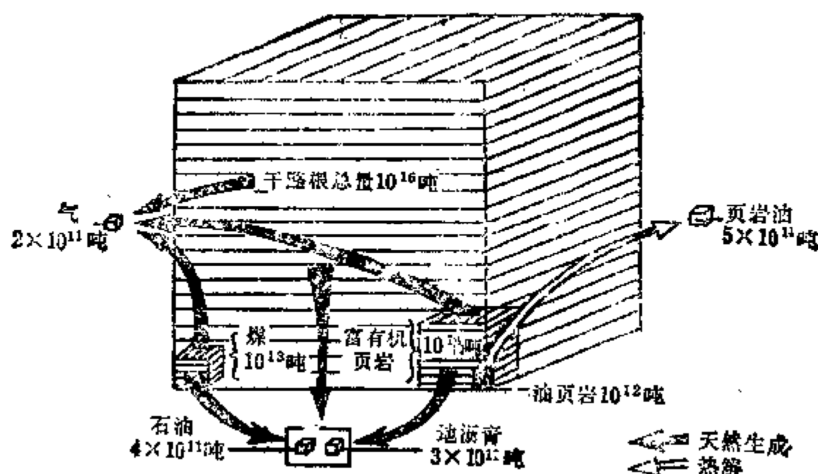


图 2-15 干酪根数量与化石燃料最大资源的比较（据B. Durand, 1980）

但是，干酪根的成分和结构复杂，它的不溶性和大分子复杂性，以及来源和经历千差万别等，都给研究干酪根带来困难。现在，各国学者纷纷采用现代科学技术的各种物理和化学方法来研究它们的成分及结构。

干酪根是一种高分子聚合物，没有固定的化学成分，主要由C、H、O和少量S、N组成，分子式可用$[C_{12}H_{12}ON_{0.16}S_{0.43}]_x$表示。

根据世界各地440个干酪根样品的元素分析结果，将重量百分含量综合表示如图2-16。图中显示出五种元素的相对分布、平均值及变化范围，平均C76.4%，H6.3%，O11.1%，三者共占93.8%，是干酪根的主要成分。

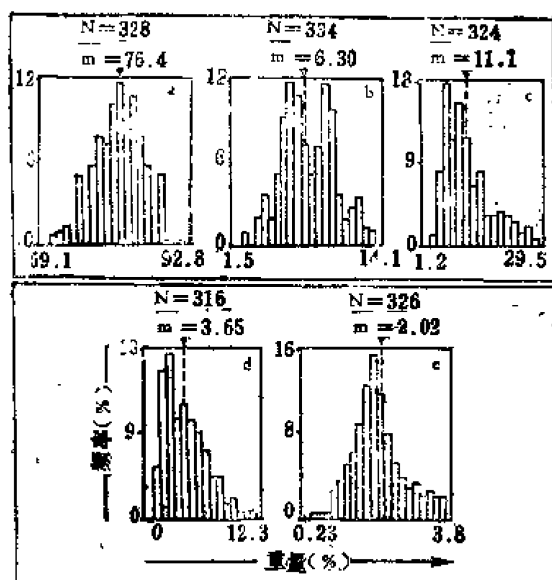


图 2-16 干酪根的元素含量分布（据B. Durand & J.C. Monin, 1980修改）
横座标：元素含量/样品重量，%；纵座标：频率，%。
N—样品数；m—平均值；a—碳；b—氢；c—氧；d—有机硫；e—氮

近些年来，通过对干酪根进行高温热解或低温降解，使其成为低分子量产物，揭示出它们含有活有机体中鉴定出来的全套有机结构，包括萜类、甾族、卟啉、氨基酸、糖、羧酸、酮、醇、烯烃和醚桥。

对于干酪根的成分结构研究最详的是美国尤英塔盆地第三纪始新世绿河页岩和苏联爱沙尼亚奥陶纪库克页岩。尤其前者曾经美国、英国、法国及南斯拉夫等国学者用不同方法加以研究，获得了类似结论：由C、H、O、S、N等元素组成，含脂肪族化合物甚多，环状化合物占优势；结构呈三维网状系统，由多个核被桥键和各种官能团联接而成（图2-17、图2-18、图2-19、图2-20）。

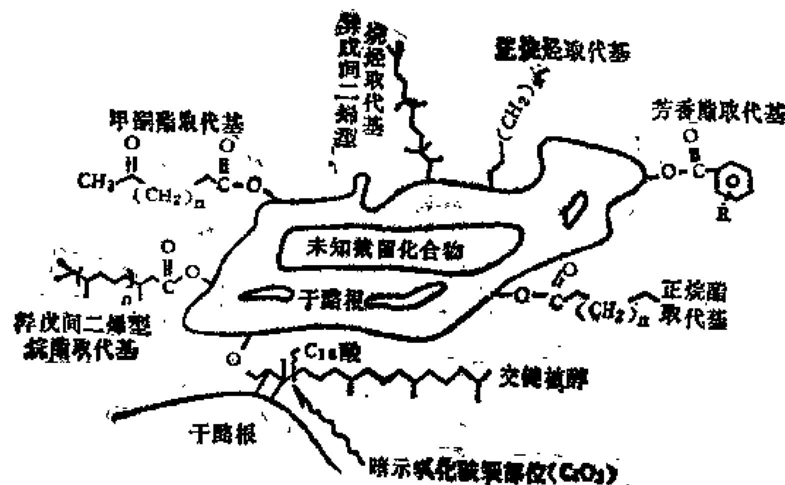


图 2-17 绿河页岩干酪根的结构
（据英国A. L. Burlingame等，1969）

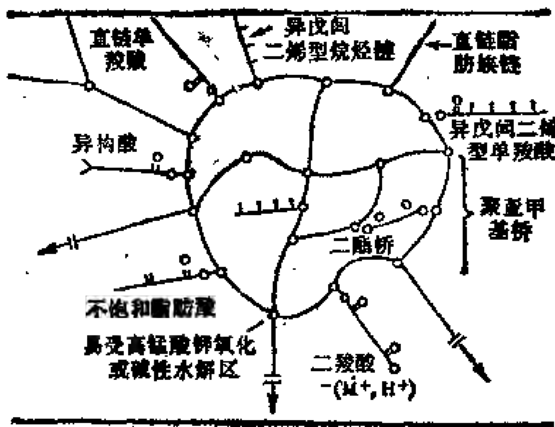


图 2-18 绿河页岩干酪根网的亚单元图解（据南斯拉夫M.V.Djuricic等，1971）

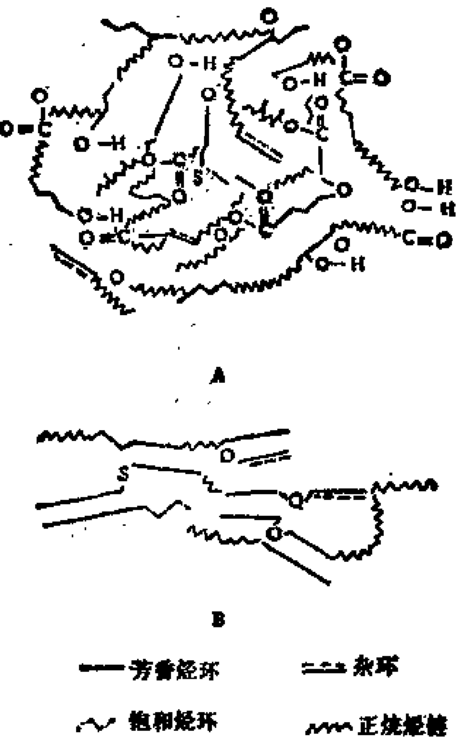


图 2-19 绿河页岩干酪根结构图解
（据法国B.P.Tissot等，1978）
A—微弱演化；B—强烈演化

晏德福（T.F.Yen，1976）用高锰酸盐分段氧化绿河页岩干酪根，产物再经气相色谱、核磁共振、质谱和红外光谱等法鉴定，得出下列结论：

1.骨架结构可能是由聚亚甲基联接的非直链碳结构群组成的三维网状系统；

2.大量碳骨架是环烷烃，具3～4环，被杂环或分支烷链所联接；

3.含大量比C_4长的直链烷烃，约占总碳数的20～40%，C_{17}～C_{31}向干酪根中心增多；

4.缺乏芳香族系统，但是可能存在分离的双键和杂环系统；

5.除杂环原子外，最外层尚有极性官能团；

6.松散“单体”可能被干酪根基质截留。

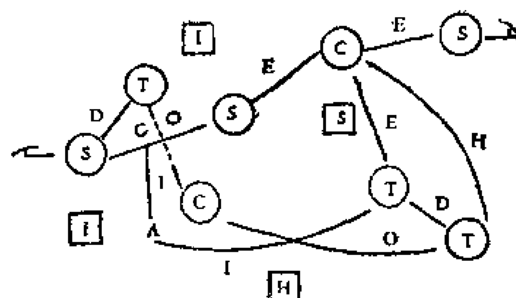


图 2-20 绿河页岩有机成分多聚合物的理想结构模型（据T.F.Yen，1976）
○—干酪根的主要成分；□—干酪根网中的截留分子；I—异戊间二烯型化合物；S—甾族化合物；T—萜类化合物；C—类胡萝卜素；D—二硫化物；O—乙醚；E—酯；H—杂环化合物；A—正烯族烃

爱沙尼亚奥陶系库克页岩被视为腐泥煤。其平均元素组成是C 77.1～77.8%，H 9.5～9.8%，O 9.7～10.2%，S 1.7～1.9%。据A.S.弗米拉（1968）在50°C下用碱性高锰酸盐氧化库克页岩干酪根得到许多酸性产物：α，ω-二羧酸C_4～C_{18}，α-甲基二羧酸C_5～C_{15}，饱和三羧酸C_6～C_{17}，正构单羧酸C_2～C_{26}，异构单羧酸C_7～C_{19}，苯基羧酸C_8～C_{11}，对苯二酸等；芳香烃产物很少，不到干酪根总碳数的1%。所以，他设想库克页岩干酪根可能70%左右是由脂肪族结构组成，且40%烃类呈直链状。

由上述可知：干酪根的元素及烃类组成和结构变化都很大，并随原始有机质类型和演化程度而异。

三、干酪根的类型和演化

在不同沉积环境中，由不同来源有机质形成的干酪根，其性质和生油气潜能差别很大。前已述及，干酪根是沉积有机质的主体，因而干酪根的类型基本上反映出沉积有机质的类型。

所有沉积有机质大致可以区分为腐泥型和腐殖型两大类：前者系指脂肪族有机质在乏氧条件下分解和聚合作用的产物，来自海洋或湖泊环境水下淤泥中的孢子及浮游类生物，它们可以形成石油、油页岩、藻煤和烛煤；后者系指泥炭形成的产物，来自有氧条件下沼泽环境的陆生植物，主要可以形成天然气和腐殖煤，也可以生成少量液态石油。

为了查明干酪根的类型及其特征，可用光学（透射光、反射光）与化学两种方法进行研究。

（一）光学分类

孢粉学家用盐酸和氢氟酸除去无机矿物质后，将有机残渣放在显微镜透射光下观测，划分出藻质、无定形、草质、木质和煤质五种组分。藻质和无定形组分均来源于海、湖水生浮游生物，前者可识别出藻类形态，后者呈多孔状、非晶质、无结构、无定形的云雾状，没有清晰的轮廓；草质组分由孢子、花粉、角质层、叶子表皮和植物细胞构造分子所

组成，大部分来源于陆地；木质组分呈易辨认的长形木质构造的纤维状物质，来源于陆地高等植物；煤质组分是陆地天然碳化的植物物质与再沉积的碳化物质。随着埋藏深度的加大，地温升高，上述组分的生油气潜能按藻质-无定形→草质→木质→煤质顺序依次减小（图2-21）。

煤岩学家在显微镜下用放大25～50倍的油浸物镜，在反射光下观测煤或干酪根的显微组分（或称煤素质Macerals)，可划分为壳质组（Exinite）或脂质组（LiPtinite）、镜质组（Vitrinite）及惰质组（Inertinite）三组。壳质组呈暗灰色，富含氢，由孢子、角质、树脂、蜡组成，包括孢质体（Sporinite)、角质体（Cutinite)、藻质体（Alginite)、树脂体（Resinite)；镜质组呈灰白色，富含氧，具镜煤（Vitrain）特征，由同泥炭成因有关的腐殖质组成，包括前镜质体（Provitrinite)、真镜质体（Euvitrinite）及其变种；惰质组呈黄白色，富含碳，包括碎质体（Micrinite)、菌质体（Sclerotinite)、丝质体（Fusinite)、半丝质体（Semifusinite），在碳化过程中，属不活泼成分。以上三组的反射率依次增大，生油潜能依次降低。

将干酪根放在镜下观察，也可测定演化程度。随埋深加大、温度升高，干酪根的透明度减弱、反射率增大、颜色变深。

（二）化学分类

法国石油研究院根据不同来源的390个干酪根样品的C、H、O元素分析结果，利用范·克雷维伦（D.W.Van Krevelen，1961）图解，将干酪根划分为三种主要类型：

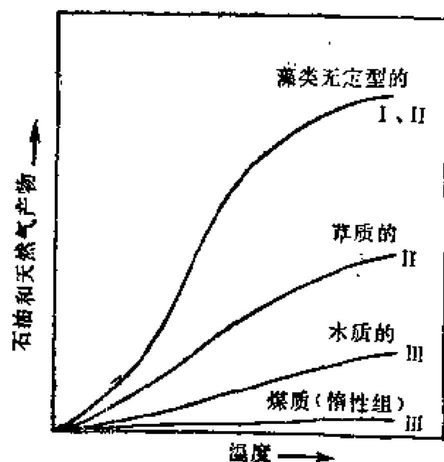


图 2-21　透射光有机组分的温度增加效应（据J.M.Hunt，1979）

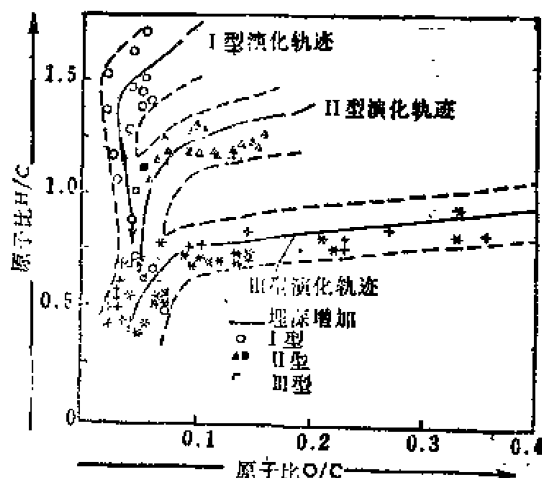


图 2-22　不同来源干酪根的元素分析图解

I型：●美国尤英塔盆地绿河页岩（B.P.Tissot等，1978）

II型：▲法国巴黎盆地下托尔页岩（B.Durand等，1972）

■德国里阿斯期波西多尼希费组（B.Durand）

III型：•喀麦隆杜阿拉盆地洛格巴巴页岩（B.Durand等，1976）

+腐殖煤（B.Durand等，1977）

I型干酪根：具原始氢高含量和氧低含量，H/C原子比介于1.25～1.75，O/C 0.026～0.12。以含类脂化合物为主，直链烷烃很多，多环芳香烃及含氧官能团很少；它可以来自藻类堆积物，也可能是各种有机质被细菌强烈改造，留下原始物质的类脂化合物馏分和细菌的类脂化合物；生油潜能大，相当于浅层未成熟样品重量的80%。美国尤英塔盆地始新统绿河页岩、我国松辽盆地下白垩统青山口组一段、嫩江组一段，以及泌阳盆地下第三

系核桃园组等典型湖相沉积的干酪根皆属此类。

Ⅱ型干酪根：原始氢含量较高，但稍低于Ⅰ型干酪根，H/C原子比0.65～1.25，O/C 0.04～0.13。属高度饱和的多环碳骨架，含中等长度直链烷烃和环烷烃甚多，也含多环芳香烃及杂原子官能团；来源于海相浮游生物（以浮游植物为主）和微生物的混合有机质；生油潜能中等。例如法国巴黎盆地侏罗系下托尔页岩经热解后，产物约为有机质原始重量的60％；北非志留系、中东白垩系、西加拿大泥盆系，以及我国东营凹陷下第三系沙三段的干酪根均属此类。

Ⅲ型干酪根：具原始氢低含量和氧高含量，H/C原子比0.46～0.93，O/C0.05～0.30。以含多环芳香烃及含氧官能团为主，饱和烃链很少，被联接在多环网格结构上；来源于陆地高等植物，含可鉴别的植物碎屑甚多，可被河流带入海、湖成三角洲或大陆边缘；热解时可给出30％产物，与Ⅰ、Ⅱ型相比，对生油不利，但埋藏到足够深度时，可成为有利的生气来源。喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统及我国陕甘宁盆地下侏罗统延安组的干酪根属此类。

图2-22表明以上三类干酪根的原始化学成分结构有显著区别：Ⅰ型轨迹起始点及其附近，含大量脂肪族烃结构；Ⅲ型起始点及其附近，大部分由带含氧官能团的多环芳香烃结构组成；而Ⅱ型则介于Ⅰ、Ⅲ型之间，以具多环饱和烃结构为特征。这些区别说明它们的原始物质、沉积环境和地质经历的差异。

我国典型干酪根的研究也获得类似的结果，详见图2-23。

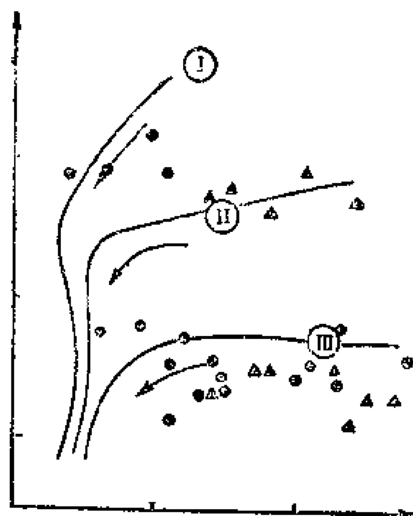


图 2-23 我国典型干酪根的元素分析图解
Ⅰ型，●松辽盆地下白垩统（李永康、张明辉等，1980）
Ⅱ型，▲东营凹陷沙三段(周光甲等，1980)
Ⅲ型，⊙陕甘宁盆地上三迭统延长组（于志海等，1980）△陕甘宁盆地下侏罗统延安组（于志海等，1980）

亨特综合各种干酪根类型的特征（如表2-8所示）之后，阐明了上述光学与化学分类的关系及其主要化学特征。

美国魏泊斯（D.W.Waples，1984）倡导植物生油，详细研究了干酪根与显微组分（煤素质）的关系及其原始物质和生油潜能，结果如下：

显微组分	干酪根类型	原始有机质	生油潜能
藻质体	Ⅰ	淡水藻	1
壳质体	Ⅱ	孢子、花粉	0.7～1
角质体	Ⅱ	陆地植物角质层	0.7～1
树脂体	Ⅱ	陆地植物树脂	0.7～1
脂质体	Ⅱ	陆地植物类脂化物，海藻	0.7～1
镜质体	Ⅲ	陆地植物木质素和纤维素	0.1
惰质体	Ⅲ	木炭，任何来源氧化或再循环物质	0

随着埋藏深度的增加，以上三类干酪根都会沿着各自轨迹演化，O/C和H/C先后相继减小，碳富集，都向碳极收敛。这说明在埋藏过程中，当温度和压力增加时，沉积有机质

表 2-8 干酪根类型及其特征(据J.M.Hunt，1979修改)

有机质类型 / 主要特征	腐泥型			腐殖型	
光学分类（透射光）	藻质	无定形	草质	木质	煤质
光学分类（反射光）	壳质组			镜质组	惰质组
	藻质体	无定形	孢质体 角质体 树脂体	前镜质体 真镜质体	碎质体 菌质体 丝质体
化学分类	Ⅰ、Ⅱ型干酪根		Ⅱ型干酪根	Ⅲ型干酪根	
H/C	1.7～0.3		1.4～0.3	1.0～0.3	0.45～0.3
O/C	0.1～0.02		0.2～0.02	0.4～0.02	0.3～0.02
元素组成(%)					
碳	83		82	83	89
氢	11		8	5	3.5
氧	6		10	12	7.5
生物标记化合物					
nC_{15}—nC_{21}	奇碳优势			无	
nC_{27}—nC_{35}	无 (或偶碳优势)			奇碳优势	
姥鲛烷/植烷	低(<1)			高(>3)	
姥鲛烷/nC_{17}	低			高	
萜类化合物	低			高	
脂肪酸					
C_{12}-C_{18}	高			低	
C_{24}-C_{36}	低			高	
烃产量C_1	高			中等	
C_2-C_{14}	高			低	
C_{15}^+	高			低	

是不稳定的，大多数含氧化合物不及饱含氢化合物稳定，所以氧首先形成气体 (CO_2 H_2O) 逸出。

法国石油研究院B.P.蒂索等用巴黎盆地下托尔页岩浅层岩样进行了干酪根热演化人工模拟试验，结果证明实验室高温快速模拟与自然界低温慢速演化类似（图2-24），这为在实验室内人工模拟油气生成过程提供了先例。

第4节　油气生成的地质环境

由上述可知，地壳上原始有机质的数量很大、种类繁多、结构复杂。欲使这些有机质转化为石油烃类，其堆积、保存和转化过程必须处于适宜的地质环境——沉积盆地。正如表 2-9 所示：沉积岩中的有机质要向石油转化必须经历一个碳、氢不断增加而氧不断减少的过程，即为一个去氧、加氢、富集碳的过程。C.E.佐别尔研究不同成岩阶段的沉积物有机质和石油的元素组成，也说明随埋藏深度的加大，氧、氮、硫、磷逐渐减少，而碳、氢相对富集的结果（表2-10）。所以，原始有机质的堆积、保存和转化过程，必须是在还原条件下进行，而还原环境的形成和持续时间的长短则受当时的地质及能源条件所制约。

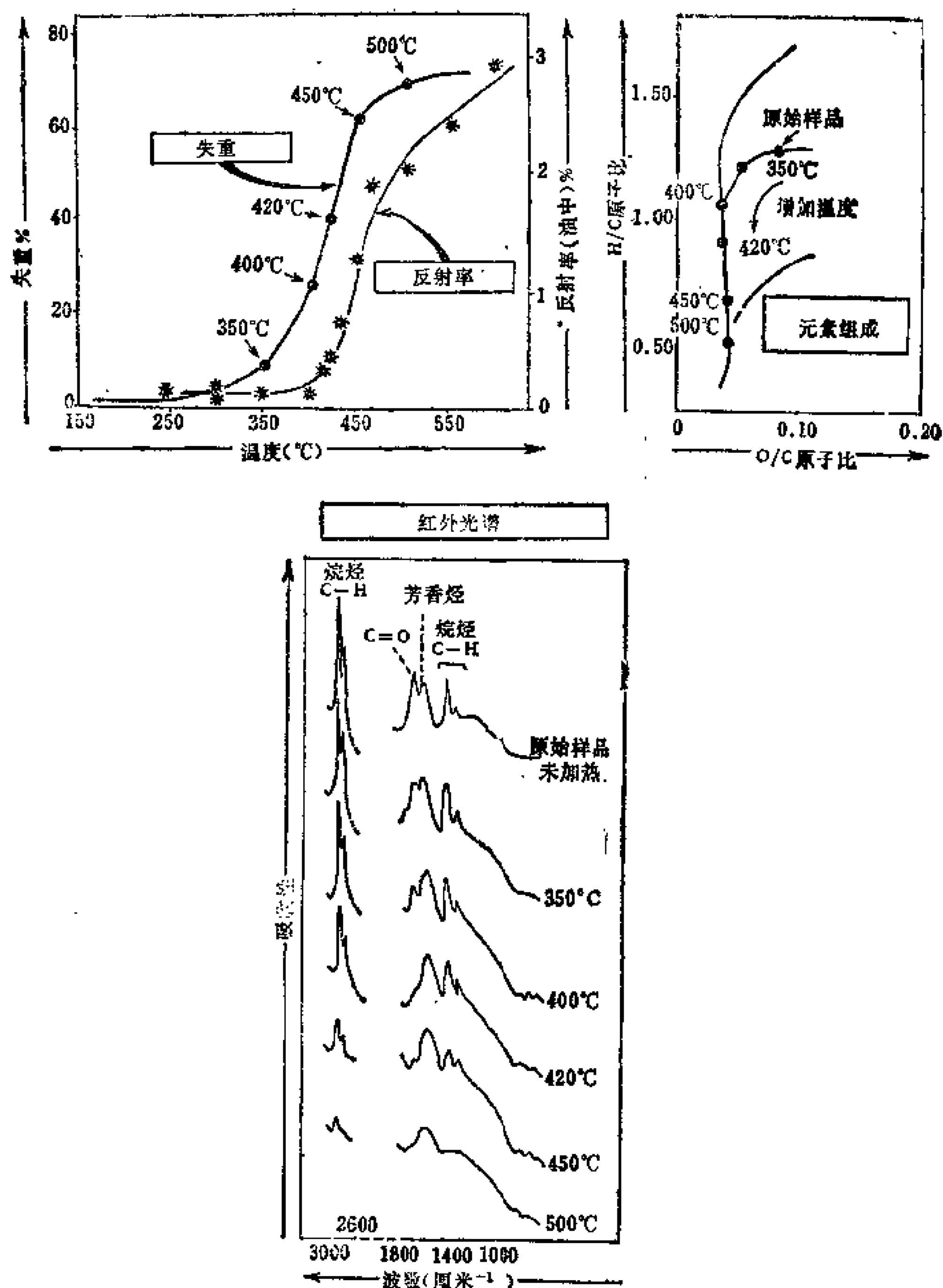


图 2-24 干酪根热演化人工模拟试验

(据B.P.Tissot等，1978)

恒定加热速度4°C/分，反射率是用总有机物测定的

一、地 质 条 件

原始有机质在陆地表面难以保存，大气中的氧自由出入，有机质易被氧化破坏。原始有机质只有在比较广阔的长期被水（海水或湖水）淹没的低洼地区沉积下来，水体起着隔绝空气的作用，即使水体含有一定量氧气，它们氧化一部分有机质而被消耗后，其他

表 2-9 沉积岩中有机质与石油的元素组成对比表

元素	沉积岩中的有机质，%	石油，%
碳	52～71	83～87
氢	7～10	11～15
氧	15～35	痕量～4
氮	4～6	同上
硫	—	同上

表 2-10 不同深度沉积物中有机质与石油的元素组成(据C.E.ZoBell)

深度	物质类型	碳，%	氢，%	氧，%	氮，%	磷，%
浅	海洋腐殖泥	52	6	30	11	0.8
↓	近代沉积	58	7	24	9	0.6
	古代沉积	73	9	14	0.3	0.3
深	石油	85	13	0.5	0.4	0.1

大量有机质仍然能够保存下来并向油气转化。但是，这种有利于有机质堆积、保存和转化的地质环境，并不是到处都有，它们受到区域的大地构造和岩相古地理等条件的严格控制。

(一)大地构造条件

现代板块构造学说认为地球表层是由若干（10～25）个岩石圈板块拼合而成。这些岩石圈板块的水平运动中包含着垂直构造运动的性质，因而在地质历史上能够形成各种类型的沉积盆地，为油气生成、储集提供了有利场所。

在板块相互作用带上，板块的离散运动和聚敛运动都包含有垂直构造运动，但是，纯粹的转换运动则不带垂直运动性质。可见只有前两种板块运动才与沉积盆地的形成密切相关：在离散板块分离处，伴随着洋壳生成，地壳变薄引起下沉、弯曲，出现张性环境中的各种沉积盆地；在聚敛板块接合处，伴随着洋壳消亡、陆壳增厚和碰撞造山带上升，沿着造山带的翼部出现许多沉积盆地。在时间顺序上，某一盆地在不同时期可以发生在不同类型的环境中，也可以逐渐过渡[21]。

板块的边缘活动带，板块内部的裂谷、坳陷，以及造山带的前陆盆地、山间盆地等大地构造单位，是在地质历史上曾经发生长期持续下沉的区域，是地壳上油气资源分布的主要沉积盆地类型。在这些沉积盆地中，沉降幅度迅速被沉积物相应接近补偿，因而在沉积盆地的各个沉降时期中，研究沉降速度（V_s）与沉积速度（V_d）之间的关系至为重要。若沉降速度远远超过沉积速度（$V_s \gg V_d$），水体急剧变深，生物死亡后，在下沉过程中易遭巨厚水体所含氧气的氧化破坏；反之，若沉降速度显著低于沉积速度（$V_s \ll V_d$），水体迅速变浅，乃至盆地上升为陆，沉积物暴露地表，有机质易受空气中的氧所氧化，也不利于有机质的堆积和保存。只有在长期持续下沉过程中伴随适当的升降，沉降速度与沉积速度相近或前者稍大时，才能持久保持还原环境。在这种条件下，不仅可以长期保持适于

生物大量繁殖和有机质免遭氧化的有利水体深度，保证丰富的原始有机质沉积下来；而且可以造成沉积厚度大、埋藏深度大、地温梯度大，生、储层频繁相间广泛接触，有助于原始有机质迅速向油气转化并广泛排烃的优越环境。我国许多大型沉积盆地具备这种有利条件，成为油气资源蕴藏丰富的区域。华北渤海湾盆地下第三系深断陷内沉积厚度达3000～5000米，沉积速度约0.12～0.18毫米/年，埋藏深度最大可达4000～8000米，地温梯度平均3.95～5°C/100米，十分有利于生成丰富的油气资源。其下伏中生界、古生界及中、上元古界的巨厚沉积，也具备良好的生油条件。其他如松辽、四川、准噶尔、塔里木……等大型盆地都拥有较长的发育历史，表2-11列举了我国主要大型陆相沉积盆地的面积、持续沉降时间及沉积岩最大厚度。它们的发育时间多经历了3～5个纪，多逾1.5～2.5亿年，陆相沉积岩系最厚可逾7000～8000米，少则4000～5000米，为我国陆相生油层系的发育奠定了基础。

表 2-11 我国主要大型陆相湖盆的发育特征

（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

盆地名称	陆盆			湖相沉积		
	面积（万公里^2）	持续时间（亿年）	最大厚度（米）	面积（万公里^2）	持续时间（亿年）	最大厚度（米）
塔里木	56.3	1.75(J、K、R)	10000±	?		
陕甘宁	32.0	1.55(T、J、K)	3600	5.0	0.4	600
渤海湾	21.3	1.33(K、R、Q)	10000±	?	0.4	1100～1800
松辽	26.1	1.75(J、K、R)	5000	8.7～20.0	0.5	1200
四川	23.0	1.20(J、K)		6.0	J_2大安寨—凉高山时	
柴达木	12.1	1.8(J、K、R、Q)	12000	0.7	0.2(J_2+N_1)	2000
准噶尔	13.1	2.65(P、T、J、K、R)	10000	?	0.4(P?)	2000～3000

此外，在一个大型沉积盆地内，由于断裂分割或沉降速度的差异，造成盆底起伏不平，出现许多次级凸起与凹陷，使有机质不必经过长距离搬运便可就近沉积下来，避免途中氧化。所以，这种沉积盆地的分割性对有机质的堆积与保存都有利。华北地区从中生代以来的块断升降作用，造成了下第三系多断陷、多生油中心的显著特点。

（二）岩相古地理条件

国内外油气勘探实践证明：无论海相或陆相，都可能具备适合于油气生成的岩相古地理条件。

在海相环境中，一般认为浅海区及三角洲区是最有利于油气生成的古地理区域。从海岸线到广海，依次可以划分为滨海、浅海大陆架、大陆坡及深海平原（图2-25）。滨海区海水进退频繁，浪潮作用强烈，不利于生物繁殖和有机质的堆积保存。深海区生物本来就少，死后下沉至海底需经历巨厚水体易遭氧化破坏；加上离岸又远，陆源有机质需经长途搬运，早被淘汰氧化，都不利于有机质的堆积和保存。唯有在浅海大陆架范围内，水深一般不超过200米，水体较宁静，阳光、温度适宜，生物繁盛，尤其各种浮游生物异常发育，死亡后不需经过太厚的水体即可堆积下来；在三角洲发育部位，陆源有机质源源搬运而来，加上原地繁殖的海相生物，致使沉积物中的有机质含量特别高，是极为有利的生油区域；至于海湾及泻湖，因有半岛、群岛、沙堤或生物礁带与大海相隔，携带大量氧气的

汹涌波涛难以侵入，新的氧气不易补给，在这种半闭塞无底流的环境中，也对保存有机质有利。在这些浅海区域，浮游生物特别发育，属于Ⅱ型干酪根；若有陆源有机质加入，则可见到Ⅱ型与Ⅲ型干酪根的混合产物。波斯湾盆地的中、新生界，西西伯利亚的侏罗、白垩系，墨西哥湾的中、新生界，以及我国四川盆地的二叠、三叠系都属于浅海环境的产物。

陆地	(近海)	海洋			
		大陆架区			深海平原
		大陆架	陆坡	陆隆	
离岸距离	平均	65~100公里	10~30公里	—	
	范围	1~1200公里	15~100公里	0~600公里	
深度	平均	133米	1830米	—	平均3795米
	范围	50~550米	1000~5000米	1400~5000米	最深11304米
梯度面积	范围	0°~1°	2°~6°	—	
	占海洋面积%	6.7% (2400万公里²)	11% (4000万公里²)	3.1% (1100万公里²)	79.2% (28500万公里²)

图 2-25 海洋分区剖面图

应该指出：随着世界能源危机的出现，国外已有人开始注意大陆架以外的深海区域找油气的远景[57]，包括深海平原、大陆坡和小洋盆地区，已经开始进行海上勘探工作，这些都值得我们注意。

大陆深水-半深水湖泊是陆相生油岩发育的区域。一方面湖泊能够汇聚周围河流带来的大量陆源有机质，增加了湖泊营养和有机质数量；另一方面湖泊有一定深度的稳定水体，提供水生生物的繁殖发育条件。尤其在近海地带的深水湖盆更是最有利的生油坳陷，因为近海区域地势低洼、沉降较快，是陆表水的汇集地带，容易长期积水而形成深水湖泊，保持安静的还原环境。这种地区气候温暖湿润，浮游生物及藻类繁盛，而且往往又是河流三角洲的发育地带，河水带来大量陆源有机质注入近海湖盆，有机质异常丰富，Ⅰ型和Ⅲ型干酪根为主。我国的石油地质学家总结了中国陆相沉积盆地的地质发育史，认为晚二叠世的准噶尔盆地、晚三叠世的陕甘宁盆地、早白垩世的松辽盆地、早第三纪的渤海湾盆地，甚至早第三纪的柴达木盆地都可能属于当时的近海湖盆，成为湖相生油的最有利区域。

而在浅水湖泊和沼泽区，水体动荡，大气中的氧易于进入水体，不利于有机质的保存；这里的生物以高等植物为主，有机质多属Ⅲ型干酪根，生油潜能差，一般适于造煤和生成煤系气、沼气，成为生气的来源。

此外，古气候条件也直接影响生物的发育。年平均温度高、日照时间长、空气湿度大，都能显著增强生物的繁殖能力。所以，温暖湿润的气候有利于生物的繁殖和发育，是油气生成的有利外界条件之一。

上述各项条件都对形成适于有机质繁殖、堆积、保存的环境产生综合性的影响，相互之间有密切联系。其中大地构造条件是根本的，它控制着岩相古地理及古气候的特征。所以，我们在研究任何区域的油气生成条件时，必须从区域大地构造特征入手。

总之，丰富的有机质在上述各项有利的地质条件形成的还原环境中堆积和保存下来，它们在沉积物中的进一步演化则又受到热力、压力、细菌、催化剂及放射性等能源条件的控制或影响。

二、理 化 条 件

适宜的地质环境不但为有机质的大量繁殖、堆积和保存创造了有利的地质条件，而且为促使有机质向石油及天然气演化提供了所需的温度、时间、细菌、催化剂、放射性等物理、化学及生物化学条件。

近几年来，世界各国的油气勘探经验和许多学者的重要研究成果，证明温度与时间是在油气生成全过程中至关重要的一对因素（将在第5节详述）。下面简述其他各项理化条件：

（一）细菌活动

细菌是地球上分布最广、繁殖最快的一种生物。它可以在变化很大的温度及压力条件下发育，也可以在淡水和咸水、近代沉积物和古代沉积岩中大量生存。按其生活习性可将细菌分为三类：

1．喜氧细菌：在游离氧存在的条件下才能生存；

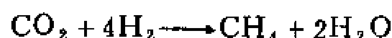
2．厌氧细菌：在没有游离氧而有化合氧的条件下才能生存；

3．通性细菌：在有、无游离氧的条件下均能生存。

在与大气接触的氧化环境中发生的有机物快速腐烂现象，多系喜氧细菌繁殖太快的结果。空气和溶解在水中的碳酸气都可以供应氧气。但是，在水底表面以下，游离氧供应递减很快，所以在成岩过程中，甚至在沉积物埋藏很久以后，厌氧细菌都可能是主要的还原营力。由此可见，对油气生成来讲，最有意义的是厌氧细菌，在缺乏游离氧的还原条件下，有机质可被厌氧细菌分解而产生甲烷、氢、二氧化碳以及有机酸和其他碳氢化合物。细菌在油气生成过程中的作用实质，是将有机质中的氧、硫、氮、磷等元素分离出来，使碳、氢，特别是氢富集起来，并且细菌作用时间愈长，这种作用进行得愈完善。

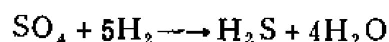
C.E.佐别尔认为在没有游离氧的条件下，有机物因细菌发酵可析出大量氢气，同时在厌氧细菌的催化作用下，产生下列反应：

氢被活化与二氧化碳结合产生甲烷：



$$CO_2 + 4H_2 \longrightarrow CH_4 + 2H_2O$$

某些细菌使氢气将硫酸盐还原为硫化氢：



$$SO_4 + 5H_2 \longrightarrow H_2S + 4H_2O$$

细菌使不饱和有机化合物加氢产生饱和烃。

所以，在海洋沉积中，容易见到甲烷、硫化氢、其他饱和烃类等还原产物，而看不到

游离氧，这正是细菌活动的结果。此外，细菌还可将植物选择性分解，使其中原来合成的大量烃类分离出来，直接埋藏于沉积物中。

细菌不仅在油气生成过程中有着重要意义，而且对于促进石油从沉积岩中析出发生运移和在特定条件下将石油氧化破坏，细菌的作用也是不可忽视的。

（二）催化作用

催化剂是一种引起或加速某种化学反应而本身并不参加反应的物质，在反应完成前、后它的成分毫无变化。油气生成过程中的催化作用，在于催化剂与分散有机质作用，破坏了后者的原始结构，促使分子重新分布，形成内部结构更稳定的物质——烃类。

在自然界有机质向油气转化的过程中，主要存在无机盐类和有机酵母两类催化剂。

粘土矿物是自然界分布最广、成本最低的无机盐类催化剂。在实验室用粘土作催化剂，在150～250°C下，可以使酒精和酮脱水或使脂肪酸去羧基，都可产生类似石油的物质。粘土的催化能力同其吸附性质有关，催化剂表面吸附两种或两种以上物质的原子时，它们便会相互作用而形成新的化合物。蒙脱石粘土催化能力最强，高岭石粘土最弱。

有机酵母催化剂能加速有机质的分解。当有酵母存在时，有机质的分解比在细菌活动时还要快得多。实验证明，在过氧化物的破坏过程中，如以酵母代替胶体氢氧化铁，将使催化作用的活动性急剧增加很多倍。从苏联格罗兹尼油田井下剖面的酵母研究发现：酵母的作用不决定于岩石的埋藏深度，而决定于岩石的成分。在富含有机质的岩石中，特别是在富含植物残余的岩石中，酵母的活动性最大。酵母的分布很广，特别是发酵作用几乎不需要外部能量来源，可以不受压力、温度、湿度及食物补给的影响。因此，酵母在油气生成过程中的作用可能是很重要的，但是这个问题至今研究得还很不够。

（三）放射性

放射性作用可能也是促使有机质向油气转化的能源之一。主要放射性元素（铀、钍和钾）在沉积岩中的分布具有下列特点：

1．这些放射性元素主要存在于砂岩和砾岩的重矿物中。例如加拿大埃利奥特湖的石英砾岩铀矿层含有钍-富铀矿物，是河流沉积的碎屑成因产物[62]。

2．在化学盐类沉积物中，钾的同位素K^{40}含量最为丰富；在含有云母及其他含钾矿物的沉积物中，其放射性作用的大小与含钾量成正比。粘土和页岩中含钾甚普遍，含量可达6.5％。

3．铀和钍在页岩、粘土、泥灰岩及其他含有大量胶体团块的岩石中含量最大。

由此可见，在粘土页岩中富集着大量的放射性物质。

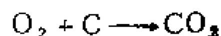
B.A.索可洛夫曾提出石油生成的放射性假说，认为有机质在放射性作用下最终会转化为石油。其反应过程如下：

沉积物中含有水，在α射线作用下产生氢和氧



$$2H_2O \xrightarrow{\alpha} 2H_2 + O_2$$

氧与有机质作用产生二氧化碳



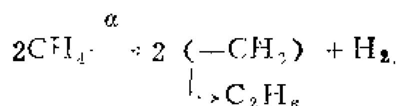
$$O_2 + C \longrightarrow CO_2$$

二氧化碳又与氢作用产生甲烷



$$4H_2 + CO_2 \longrightarrow CH_4 + 2H_2O$$

甲烷在α射线轰击下发生聚合作用



$$2CH_4 \xrightarrow{\alpha} 2(-CH_2) + H_2$$
$$\quad\quad\quad \downarrow C_2H_6$$

这种聚合作用还会继续下去，直至形成各种气态和液态碳氢化合物。

在实验室中用α射线轰击桂酸和软脂酸，除获得气体外，也得到少量液体，而这些液态产物分别同正十一烷及正十五烷非常近似，其对应性质详见表2-12。证明脂肪酸在α射线轰击下能够产生液态正烷烃。

表 2-12 α射线轰击桂酸、软脂酸的产物与正十一烷、正十五烷的性质比较表

特征	桂酸液态产物	正十一烷	软脂酸液态产物	正十五烷
比重(20°C产物与4°C水的密度之比)	0.730	0.7402	0.7670	0.7689
折射率(20°C时)	1.4178	1.4173	1.4323	1.4326
分散作用(20°C时，波长6563Å与4861Å的折射率之差)	0.0072	0.0070	0.0081	0.0076
含碳量%	—	—	84.6	84.8
含氢量%	—	—	15.4	15.2
分子量	—	—	200	202.2
沸点°C	195.5	195.8	273.5	270.5
熔点°C	26.3	25.6	7～8	10.1

应该指出：研究放射性在油气生成过程中的作用只不过是有了良好开端，随着核技术的进展，这方面的研究工作将会蓬勃开展。

在有机质向油气转化过程中，上述各种条件的作用强度不同。如前第2节所述，细菌和催化剂都是在特定阶段作用显著，加速有机质降解生油、生气；放射性作用则可不断提供游离氢的来源；只有温度与时间在油气生成全过程中都有着重要作用。所以，有机质向油气的转化，是在适宜的地质环境里，多种因素综合作用的结果。

第5节 温度与时间

从上述油气生成现代模式可知：在沉积有机质降解演化为石油及天然气的全过程中，除细菌、催化剂等因素在特定阶段发挥作用外，温度自始至终都是一个极为活跃的控制因素。在地质环境里，地热是取之不尽、用之不竭的最佳能源，无论油气的生成、运移或破坏，都离不开温度的制约。在世界各国的油气勘探中，成功的经验和失败的教训，追根求源，也往往是同温度作用有关；尤其是在海上开展油气勘探，钻探成本高，必须在现代数字地震勘探的基础上，进行热成熟度分析，作出早期油气资源预测，圈定油气生成的有利区块，选择钻探对象，以便提高钻探成功率。所以，当代许多石油地质学家和石油地球化学家纷纷致力于研究温度在地质历史上与油气生成和破坏过程的关系，苏联洛帕京（Н.В.Лопатин，1971）、法国康南（J.Connan，1974）、美国魏泊斯（D.W.Waples，1980，1985）和加拿大格雷特奈（P.E.Gretener，1981）陆续发表了重要论著，极大地推动了这个领域的研究。

一、作用机理

沉积有机质向油气演化的过程，同任何化学反应一样，温度是最有效和最持久的作用因素：在反应过程中，温度不足可用延长反应时间来弥补，温度与时间似乎可以互为补偿：高温短时作用与低温长时作用可能产生近乎同样的效果。前述法国石油研究院所做的人工模拟试验，证明实验室高温快速模拟与自然界低温慢速演化，所得结果和规律都是吻合的。所以，人们几乎公认在油气生成的全过程中，温度与时间是一对同时发挥作用的重要因素。

康南（1974）[42]提出沉积有机质向石油的转化作用符合化学动力学定律的一级反应，即反应速度只同反应物浓度的一次方成正比。在任何瞬间，反应速度仅与该物质的浓度有关：

$$-\frac{dC_A}{dt}=KC_A \tag{2-1}$$

式中 t——反应时间；

C_A——反应物在该瞬间的浓度；

K——反应速率，又称降解率；

负号——物质浓度随反应进行而减少。

将(2-1)式移项，定积分

$$-\int_{C_A^0}^{C_A}\frac{dC_A}{C_A}=\int_0^t Kdt$$

$$\ln\frac{C_A^0}{C_A}=Kt \tag{2-2}$$

K值可由阿伦纽斯方程式求得

$$K=K_0e^{-E/RT} \tag{2-3}$$

式中 K_0——频率因子，代表单位时间单位容积内粒子碰撞的次数，它与容积内粒子的大小、浓度及运动快慢有关，可用正确取向碰于数/厘米³-秒表示之；

E——活化能，代表欲使化学反应发生，必须由粒子碰撞提供的最低能量，它的微小差别对反应速率会有很大影响。通过测定不同温度下的反应速率，即可计算出活化能，用千卡/克分子表示之；

R——气体常数（1.987卡/克分子-度）；

T——绝对温度（°C+273°C），用°K表之。

将（2-3)式代人（2-2）式

$$K_0e^{-E/RT}=\frac{1}{t}\ln\frac{C_A^0}{C_A}$$

取对数 $\ln K_0-\frac{E}{RT}=-\ln t+\ln\ln\frac{C_A^0}{C_A}$

在未成熟岩石中，饱和烃及沥青极少，可将C_A^0/C_A视为常数，K_0也是常数，上式可简化为

$$\ln t=\frac{E}{RT}-A=\frac{1}{T}\cdot\frac{E}{R}-A \tag{2-4}$$

(2-4)式表明$\ln t$与$\frac{1}{T}$呈直线关系，即反应时间的自然对数与绝对温度成反比直线关系。

康南综合了世界若干不同类型含油气盆地不同时代生油岩的成熟点门限温度资料(表2-13)同上述理论计算的直线关系吻合甚佳(图2-26)，证明上述计算推论是正确的。我国大庆、胜利等油田的实际资料也符合上述直线关系。

表 2-13　世界若干含油气盆地生油岩成熟点的温度与时间

(据J.Connan, 1974)

资料来源				成熟点资料				
作者	地理位置	样品来源	主要岩石类型	年龄(百万年)	现时温度(°C)	实际深度(米)	岩石类型	1/绝对温度 1/T(°K)
Albrecht (1969)	喀麦隆杜阿拉盆地	4 口井	粉砂质粘土岩	70	65	1200	粉砂质粘土岩	0.00236
Philippi (1965)	加利福尼亚洛杉矶盆地	2 口井	页岩	12	115	2440	页岩?	0.00258
	加利福尼亚文图拉盆地	3 口井	页岩	12	127	2710	页岩?	0.00250
Louis、Tissot (1967)	法国巴黎盆地	17口井、2个采石场	页岩	180	60	1400	页岩	0.00300
Connan (1971、1972)	法国西南部阿奎坦盆地	1 口井	碳酸盐岩	112	90	3300	泥质石灰岩	0.00275
	法国西南部阿奎坦盆地	31口井	碳酸盐岩	135	72	2500	碳酸盐岩	0.00289
	法国东南部卡马尔果盆地	1 口井	岩性变化大	38	106	3250	碳酸盐岩 砾岩	0.00264
	阿尤恩区奥若河	1 口井	碳酸盐岩 页岩、粉砂岩	105	85	2740	粉砂质粘土岩	0.00279
	沙巴苏禄海区	1 口井	页岩、砂岩	12	120	3050	粉砂质粘土岩	0.00254
	新西兰塔拉纳基盆地(海上)	1 口井	页岩、粉砂岩 砂岩、煤层	70	80	2900	粉砂质页岩 粉砂岩、煤层	0.00283
	巴西亚马逊盆地	6 口井	页岩	259	62	1750	页岩	0.00238
	新西兰塔拉纳基盆地(陆上)	1 口井	灰质粘土岩 粉砂岩、砂岩	32	95	3350	灰质页岩	0.00272

随着沉积有机质埋藏深度加大，地温相应升高，生成烃类的数量应该有规律地按指数增长；换言之，在有机质向石油转化的过程中，温度不足需用延长反应时间来补偿。

岩沉积物埋藏太浅，地温太低，有机质热解生成烃类所需反应时间很长，实际上难以生成工业数量的石油；随着埋藏深度的加大，当温度升高到一定数值，有机质才开始大量转化为石油，这个温度界限称为有机质的成熟温度或生油门限深度。这个成熟温度所在的深度，即称为成熟点。法国石油研究院阿尔布雷奇特（P. Albrecht, 1969）研究了喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统洛格巴巴页岩中烃类生成与地下温度、埋藏深度的关系（图2-27），表明在深达-1370米时，有机质开始大量转化为石油，成熟温度为65°C，地层时代距今约七千万年；当深度达－2200米时，生油量达最高峰，即为主要生油期或生油窗，地温90°C；至－3000米深后，生油作用趋憧停止。

需要指出：在不同地区不同层系中，由于地质条件的差异，成熟点的成熟温度也就会有所区别。一般说来，在地温梯度分别为2°、3°、4℃/100米的地区，其成熟点相应约在3000、1800、1300米深处。可见，在地温梯度较高的地区，有机质不用埋藏太深就可能成熟转化为石油。我国渤海湾盆地冀中、黄骅两坳陷的下第三系沙河街组（距今约25～30百万年）成熟点深度约在1500米，成熟温度66.8°C；主要成油带在2700～3200米深处，温度超过108.8°C；法国巴黎盆地下托尔阶（距今1.8亿年），成熟温度60°C，美国洛杉矶和文图拉盆地的中新-上新统（距今约一千万年）为115°C。另外，有机质的类型对成熟先后也有影响，如前所述，树脂体和高硫Ⅱ型干酪根成熟较早。目前许多国家都在采用各种方法来研究成熟温度与深度的关系，查明沉积盆地不同时代层系的主要油气生成时期。

综上可知：在温度与时间的综合作用下，有利于油气生成并保存的盆地应该是年轻的热盆地（地

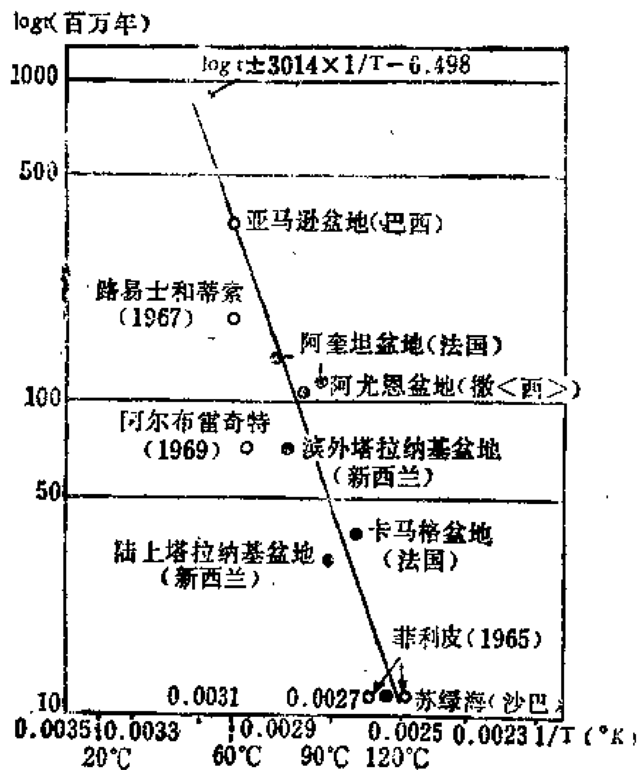


图 2-26 石油大量生成成熟点的$\log t-\frac{1}{T(°K)}$关系图

(据J. Connan, 1974)

黑圆点，康南研究成果，

空心圆点，其他学者研究成果；巴黎盆地（Louis&Tissot, 1967）；杜阿拉盆地（Albrecht, 1969）；洛杉矶和文图拉盆地（PhiliPPi, 1965）

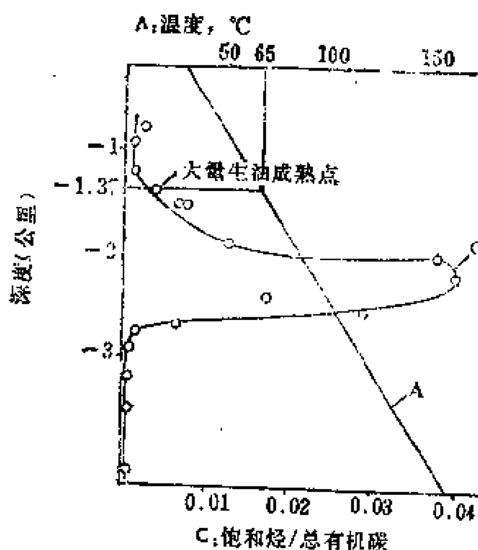


图 2-27 石油大量生成成熟点的确定

(据P. Albrecht, 1969)

A—深度—温度关系曲线；

C—石油生成百分率—深度关系曲线

温梯度高）和古老的冷盆地；否则，或未达成熟阶段，或已达破坏阶段，对油气勘探均不利。

二、时间—温度指数（TTI）

1971年，苏联学者洛帕京首次提出时间-温度指数的概念，用来表示时间与温度两种因素同时对沉积物中有机质热成熟度的影响。但是，由于他采用了不准确的资料建立地质模型，计算结果与实际情况不符，遭到苏联学者的广泛批评。后来，美国学者魏泊斯发现洛帕京所提出的概念可取，应用美国资料将它发展、完善，于1980年正式系统介绍了这一方法[87]，告诉人们怎样预测在一个沉积盆地内，何处何时烃类已经生成，以及液态烃将会裂解为气态烃的深度。现在这一简便实用的预测方法已被各国学者广泛采用。

根据上述温度与时间是石油生成和破坏过程中的一对互为补偿的重要因素，洛帕京假设成熟度随时间呈线性关系、随温度呈指数关系。据此规定两个参数：温度因子（Y）反映成熟度对温度的指数关系，即温度每增加10°C，成熟作用速率增加一倍，用增加一个因子r表示，温度因子$Y=r^n=2^n$，这里n代表任意10°C间隔$T_i—T_{i+1}$内，$n=(T_i-100)/10$，并选取100～110°C作为基准间隔，令其指数值$n=0$，其他间隔的指数值详见表2-14。时间因子（Δt）表示沉积物在每个温度间隔内经历的时间长短（以百万年为单位）。于是，任意温度间隔i内的成熟度可表达为

表 2-14 不同温度间隔的温度因子

温度间隔（°C）	指数值 n	温度因子 Y	温度间隔（°C）	指数值 n	温度因子 Y
20～30	-8	r^{-8}	100～110	0	1
30～40	-7	r^{-7}	110～120	1	r
40～50	-6	r^{-6}	120～130	2	r^2
50～60	-5	r^{-5}	130～140	3	r^3
60～70	-4	r^{-4}	140～150	4	r^4
70～80	-3	r^{-3}	150～160	5	r^5
80～90	-2	r^{-2}	……		
90～100	-1	r^{-1}			

$$成熟度_i=\Delta TTI_i=r^{n_i}\cdot\Delta t_i=2^{n_i}\cdot\Delta t_i$$

此式表明成熟度与温度因子成指数关系，与时间因子成直线关系。

由于有机质的成熟作用效果是累加的，所以某沉积物的总成熟度（TTI）可由各地温间隔成熟度之和求得，即

$$TTI=\sum_{n_{min}}^{n_{max}}(r^n)(\Delta t_n)=\sum_{n_{min}}^{n_{max}}(2^n)(\Delta t_n)$$

式中n_{max}和n_{min}分别为沉积物经受最高和最低地温间隔的指数值n。

（一）设计地质模型

包括埋藏-历史曲线和地温网两部分。

首先从重塑所研究的地质剖面的沉积史和构造史开始。时间地层资料通常由岩芯或岩屑的生物地层分析获得，以确定某地层组段的地质年龄；在新区缺乏井下资料时，可以根

据地震资料，特别是联井的地震反射资料，或参考附近露头的地层时代及厚度资料。在取得地层时代及厚度资料后，即可编制各层组的埋藏-历史曲线[89](如图2-28和2-29所示)。

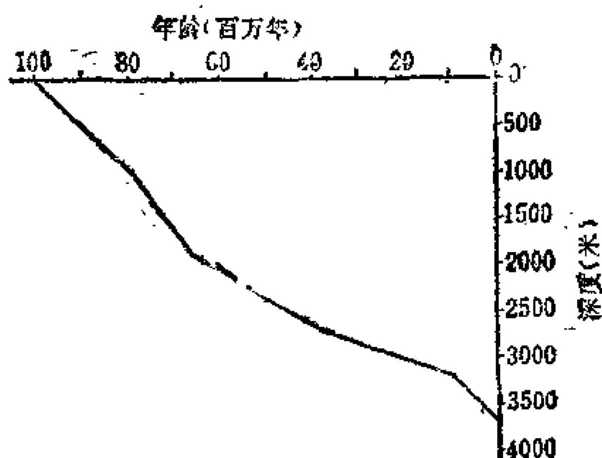


图 2-28 Tiger井最深层的埋藏-历史曲线
(据D.W.Waples, 1985)

时间地层资料：

年龄(百万年)	深度(米)
0	0
10	500
38	900
65	1800
80	2800
100	3700

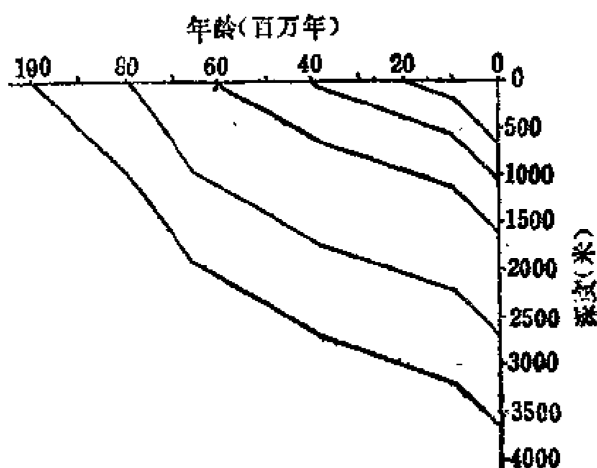


图 2-29 Tiger井各层组的埋藏-历史曲图线(据D.W.Waples, 1985)

在具有生物地层资料和连续沉积的地区，埋藏-历史曲线容易被准确地编制出来，可以达到很高的精度；但是，在缺乏生物地层资料或沉积物经历了复杂的构造运动史时，埋藏-历史曲线的精度会大受影响。尽管如此，只要对上升剥蚀、断层作用详尽考虑，埋藏-历史曲线仍可提供地质历史的最佳信息。

第二步是为埋藏-历史曲线提供地温网，在全部地质历史上的每个深度都标注地下温度。最简便的方法是根据现今地温梯度编制地温网，并假设在重塑的所有时间间隔内，地温梯度和地表温度都是常数。如图2-30所示假设在过去一亿年期间，地表温度（19°C）和地温梯度（3°C/100米）皆为常数，则每10°C的等温线网是若干平行的水平线。

在缺乏井底温度测量资料的区域，可参考区域性地温梯度图来估算特定地区的梯度。在地质历史上，如果地表温度或地温梯度有变化，都会影响地下温度网(图2-31、图2-32、图2-23)。此外，在地层剖面上岩性显著变化，岩石导热率不同也会使地温网复杂化。

(二)TTI值的计算和解释

设计好埋藏-历史曲线和地温网后，将二者重叠在一起，便可进行TTI值计算，如图2-34在Tiger井一亿年老地层的温度因子和时间因子均由地质模型上读出并标注在图上，即可分别计算各温度间隔的ΔTTI值，累加求得现今总成熟度TTI值（详见表2-15）。在表2-15上，还可求得该地层沉积以来任何时期的TTI值，例如，欲求渐新世初（36百万年前），累加该地层历史前64百万年的ΔTTI值，即可知在36百万年前的总TTI值为10.6。

魏泊斯通过世界31个不同沉积环境区域的402个样品统计分析，建立了TTI与R_o(镜质体反射率）的对比标尺；并将TTI与镜质体反射率、热变指数、沥青化系数、碳优势指

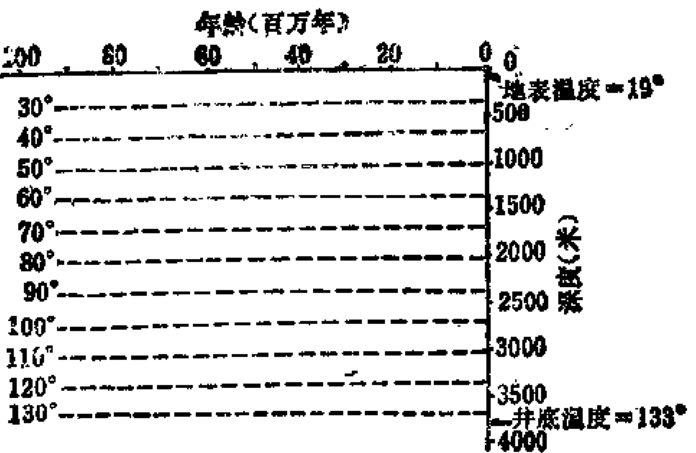


图 2-30 地表温度和地温梯度皆为常数的地温网（据D.W.Waples, 1985）

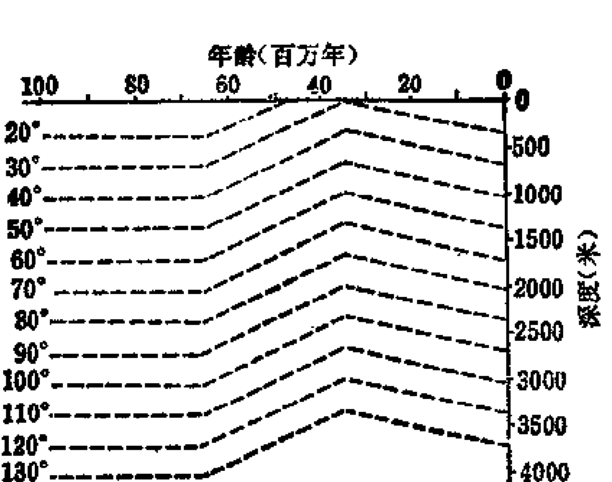


图 2-31 地温梯度不变，但由于全球性变暖或变冷，或大陆漂移或海平面升降造成局部气候变化，使地表温度曾有变化的地温网(据D. W.Waples,1985)

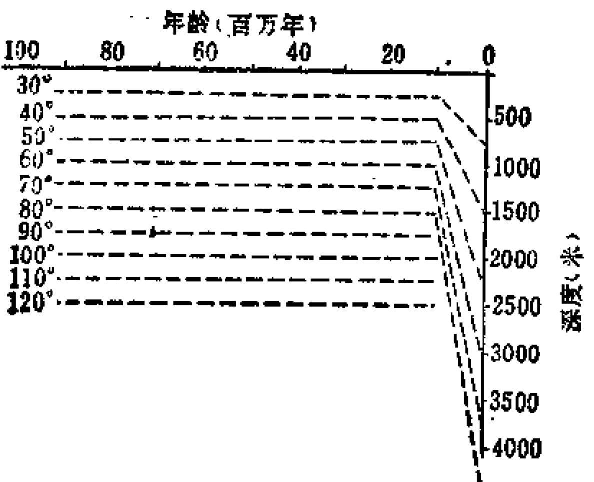


图 2-32 地表温度不变，但近一千万年来沉积物快速堆积降低了地温梯度的地温网(据D.W.Waples, 1985)

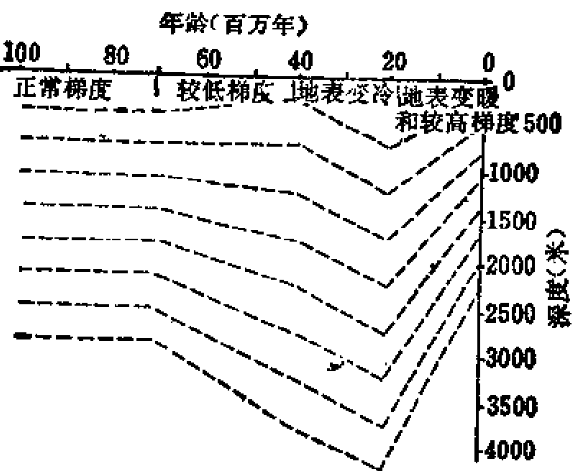


图 2-33 地表温度和地温梯度均有变化的复杂地温网(据D.W.Waples, 1985)

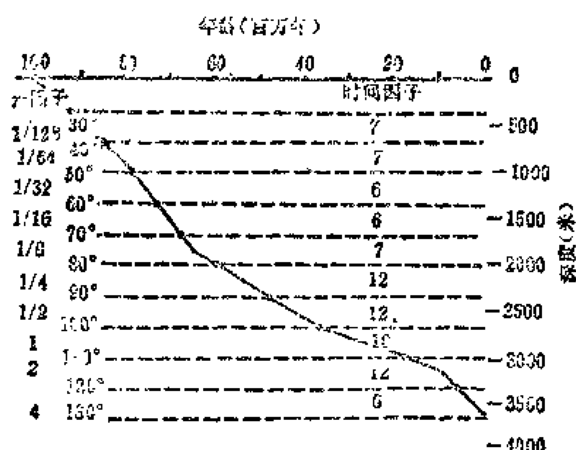


图 2-34 Tiger井年龄为一亿年的地层的温度因子和时间因子(据D.W.Waples, 1985)

数、H/C原子比、粘土矿物、API比重等指标对比，证明TTI是衡量有机质热成熟度的一项有效指标。经最近研究，魏泊斯指出不同类型干酪根具有不同的生油门限，建立了烃类生成的TTI新标尺（表2-16)。不同类型干酪根的生油门限值如下：树脂体TTI＝1，高硫Ⅱ型干酪根TTI＝3，其他Ⅱ型干酪根TTI＝10，Ⅲ型干酪根TTI＝15。

石油保存的死线已经研究多年，怀特(D.White，1915)早就提出用煤阶来预测石油的死线。魏泊斯完善的TTI法在确定生油门限及主要生油期方面甚为准确可靠，但在确定烃类保存死线方面的可靠性却较差，最近他提出的烃类死线仍只有80％可靠性（表2-17)。预测干气的死线更加困难，对甲烷破坏而言，氧化作用比裂解作用更重要，前者的影响因素更广泛，所以，各地干气死线的确定值难以准确预测。

表 2-15 Tiger井年龄一亿年地层的TTI计算

温度间隔 ℃	温度因子 γ	时间因子 Δt	ΔTTI	TTI	地质年龄（距今百万年）
30～40	1/128	7	0.05	0.05	86
40～50	1/64	7	0.11	0.16	79
50～60	1/32	6	0.19	0.35	73
60～70	1/16	6	0.38	0.73	67
70～80	1/8	7	0.88	1.61	60
80～90	1/4	12	3.0	4.6	48
90～100	1/2	12	6.0	10.6	36
100～110	1	18	18.0	28.6	18
110～120	2	12	24.0	52.6	6
120～130	4	6	24.0	76.6	0

(三)TTI在油气勘探中的应用

近几年来，TTI法在油气勘探中应用日益广泛，特别是这种方法所用资料简单、计算方法简便，适用于新、老探区，尤其在勘探程度较低的新区和海域，能做出早期油气资源预测，提高勘探成功率。目前，常用此法解决下列问题：

1.研究成熟度，确定特定层位的油气保存状态：根据沉积盆地、某区块或某口井的地质模型，计算各生油层和储集层的现时TTI值，结合干酪根类型，即可判断生油层油气生成进入了哪个阶段，从而预测能钻遇石油、湿气或干气聚集的储集层深度，以指导钻探工作。

2.确定有利生油气区范围：通过盆地内若干点位制作地质模型，计算各生油层的现时TTI值，勾绘各层TTI等值线，圈出进入生油窗的分布范围，以便确定有利的生油区和生气区。

表 2-16 油气生成阶段的TTI值与镜质体反射率对比

（据D.W.Waples，1985）

TTI	R_o	油气生成阶段
1	0.40	树脂体生成凝析油
3	0.50	
10	0.60	高硫干酪根
15	0.65	石油 早期
20	0.70	
50	0.90	石油 高峰
75	1.00	石油 晚期
180	1.35	
		湿气
900	2.00	
		干气

表 2-17 烃类死线的TTI和R_o值（80%可靠性）（据D.W.Waples，1985）

TTI	R_o	烃类保存状态（80%可靠性）
50	0.90	标准石油
75	1.00	标准轻质油
180	1.35	凝析气-湿气
500	1.75	湿　气
900	2.00	干　气

3.确定石油生成时间并对圈闭进行评价：在地质模型上对各层都计算出TTI值后，连接各层生油门限和死线，在模型中画出全部地质历史上的生油窗界限，确定各生油层石油生成开始与结束的时间（图2-35），再同圈闭形成时间配合分析，以推测圈闭接纳石油的可能性，对圈闭的含油远景作出正确评价。

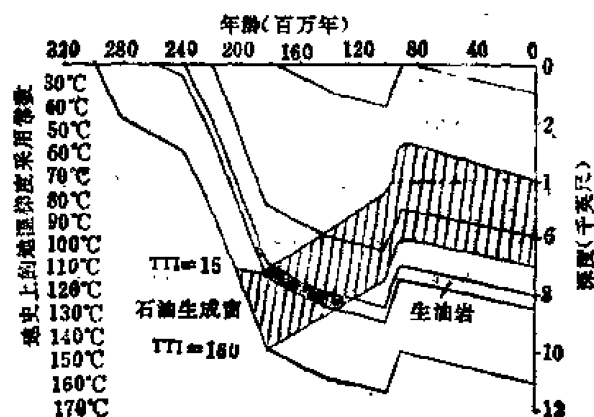


图 2-35 地质模型上的等TTI曲线

（据D.W.Waples，1980）

最后，尚应指出：TTI法推广应用的时间还不长，有许多问题值得进一步探讨。首先是如何将一个地区的时间和温度数据取准，在古生代地层发育区，怎样计算古地温？其次，不同类型有机质进入生油门限先后差别甚大，需根据它们的化学成分、结构及反应活化能加以深入研究，石油、湿气和干气的死线也需探求准确的界限。

第6节 生油层研究

能够生成石油和天然气的岩石，称为生油气岩（或生油气母岩、烃源岩）。由生油（气）岩组成的地层，即为生油（气）层。它是自然界生成石油和天然气的实际场所，因而能够反映石油有机生成的各种条件和特征，是研究油气成因理论和指导油气勘探实践的主要根据之一。在一个沉积盆地的发展过程中，石油往往是在稳定沉降时期的产物。在一定地质时期内，具相同岩性-岩相特征的若干生油层与其间非生油层的组合，称为生油层系。如大庆地区白垩系嫩江组和青山口组就是两套主要的生油层系。如果在生油层系中有储集层存在，那么生油层系也就是含油层系了。

生油层研究的主要目的，在于根据大量地质和地球化学分析结果，在一个沉积盆地（或凹陷）中，从剖面上确定生油气层，在空间上划出有利的生油气区，做出生油气量的定量评价，以便与圈闭条件配合，分析盆地的含油气远景，为油气勘探提供科学依据，并可完善和发展油气成因的现代理论。

一、生油层的地质研究

生油层的地质研究包括生油层的岩性、岩相及厚度研究。

岩性特征是研究生油层的最直观标志（表2-18）。虽然岩性并不是决定某地层能否生成石油和天然气的本质因素，但是它与生成油气的基本条件，即原始有机质和还原环境

表 2-18 生油层的主要岩性特征

生油层类型	岩石类型	颜色	结构	层理	自生矿物	化石	油气显示
粘土岩类	泥岩、页岩为主、次为砂质泥岩、泥质粉砂岩	灰黑色 深灰色 灰色 灰绿色	泥级～粉砂级	页状，厚层～块状	富含黄铁矿	丰富	或有原生油苗
碳酸盐岩类	生物灰岩、礁灰岩、泥灰岩、石灰岩	灰黑色 深灰色 褐灰色 灰色	隐晶～粉晶	厚层～块状，中层状次之	含黄铁矿	丰富	或有原生油苗

有一定的联系。根据国内外的研究，普遍认为最好的生油层属于粘土岩类和碳酸盐岩类，它们一般是粒细、色暗、富含有机质和微体生物化石、常含原生分散状黄铁矿、偶见原生油苗。

（一）粘土岩类生油层

主要包括泥岩、页岩、粘土等，是在一定深度的稳定水体中形成的。环境安静乏氧，浮游生物和陆源有机胶体能够伴随粘土矿物质大量堆积、保存并向油气转化。因而这些粒细的粘土岩类富含有机质及低铁化合物，颜色多呈暗色。我国各陆相盆地如酒泉、柴达木、准噶尔及东部各含油气盆地，主要生油层多为灰黑、深灰、灰及灰绿色泥岩；国外的生油层也以此类最多。有些学者将泥质粉砂岩和细砂岩当作生油岩，其生油条件当然大

为涨色。

（二）碳酸盐岩类生油层

以低能环境下形成的富含有机质的石灰岩、生物灰岩和泥灰岩为主，如沥青质灰岩、隐晶灰岩、豹斑灰岩、生物灰岩、泥质灰岩等等，常含泥质成分；多呈灰黑、深灰、褐灰及灰色；隐晶～粉晶结构，颗粒少，灰泥为主；多呈厚层～块状，水平层理或波状层理发育；含黄铁矿及生物化石；偶见原生油苗，有时锤击可闻沥青臭味。我国四川盆地丰富的天然气资源就是在二叠系和三叠系的石灰岩中生成的；华南地台广泛发育的古生界碳酸盐岩和华北地台中、上元古界、下古生界的许多碳酸盐岩都具备良好的生油条件。国外波斯湾盆地的上侏罗统阿拉伯组和第三系阿斯马利石灰岩都具有重要的碳酸盐岩生油层。

在直观辨认生油层岩性特征的基础上，研究岩相特征可使我们对生油层的了解更深入一步。因为岩相是在一定沉积环境中所形成的岩石组合，它反映了当时的大地构造条件、古地理古气候环境和沉积介质的物理化学特征。一般说来，最有利的生油岩相是浅海相、三角洲相和深水湖相。

浅海相的碳酸盐岩类和粘土岩类都具备很好的生油条件。它们多处于广海大陆架和潮下带的局限海，属持续低能环境，盆底长期稳定沉降，气候温暖湿润，生物繁盛，水体安静，氧化-还原电位呈负值。水介质属弱碱性，长期的还原环境使丰富的有机质得以顺利堆积、保存并向油气转化。国外许多碳酸盐岩含油气盆地常出现碳酸盐岩～蒸发岩沉积旋回：一般开始为深水泥灰岩沉积；然后过渡为石灰岩局部遭受重结晶和白云石化，有时出现生物礁块沉积；最后则为原生白云岩、硬石膏及盐岩等蒸发岩。旋回初期-中期为有利的生油时期。

三角洲相在近十多年来才引起国内外石油地质学家的广泛注意。在海岸线以外的前三角洲带属于长期快速沉降地区，以富含有机质的暗色页岩沉积为主，由河流搬运来的最细粘土悬浮物质和胶体物质沉积而成，既含海相生物化石，也含陆源有机质，它们都迅速埋藏、保存下来。这种快速沉积的前三角洲页岩具有隔绝导热能力，可以造成异常高的温度和压力，有利于大范围有机质转化为烃类[79]。我国长江三角洲近代沉积物中富含有孔虫、介形虫及其他生物；长江第三纪古三角洲向东海延伸，将会成为我国找油极为有利的区域，早已引起中外学者的注意。非洲的尼日尔河第三纪三角洲是闻名世界的产油气区，这里的三角洲相暗色泥岩是非常有利的生油层[51]。

建国四十年来的新中国油气勘探实践证明：深水-半深水湖相是陆相生油层系发育的有利环境，这里具备有机质含量丰富，加上水流弱、波浪小、静水沉积、水底还原等良好生油条件，尤其是在主要生油层系沉积时期处于近海地带的深水湖盆更为有利。从我国各地质时代陆相生油层分布状况来看，许多大型深水湖相生油层系都分布在地质历史上同古海域联系密切的近海地带。例如陕甘宁盆地现在位于我国大陆腹地，可是在晚三叠世，它却面临着辽阔的古南方大海，属于近海湖盆；其他如早白垩世的松辽盆地，早第三纪的华北盆地，晚二叠世的准噶尔盆地等都可能是大型的近海深水湖盆。这些深水湖盆的共同特征是长期稳定沉降，沉积岩系厚达数千米以上。在长期大幅度沉降过程中，又往往伴随着振荡运动，形成多旋回的特点。每个旋回初期主要是山麓河流相砂泥岩沉积；随着盆地持续下沉，水体加深，湖盆扩大，形成了半深水和深水湖相泥岩沉积，成为主要生油层系；至旋回后期，湖盆沉降速度变小，湖盆变浅，又沉积了不利于生油的岩层，最后出现湖滨沼

泽相的煤和炭质页岩。在沼泽相沉积以后，可能又开始一次新的沉积旋回，造成又一次有利于生油的深水湖相沉积。所以，每个沉积旋回中期湖盆的沉降及沉积特征是生油层系发育好坏的关键。综合分析我国的陆相生油层系基本上有四种剖面类型：泥岩型、夹油页岩泥岩型、含炭泥岩型及含膏泥岩型。由表2-19对比可知：以深水湖相沉积的泥岩型剖面最有利，因为这类湖盆水体稳定，生物发育，有机质丰富，环境安静还原，生油条件优越。东营凹陷下第三系沙三段泥岩型生油层就是典型实例，生油潜能大，估算每立方公里泥岩的生油量可达30～50万吨；松辽盆地下白垩统、华北盆地下第三系沙河街组都属于泥岩型生油层，生成了丰富石油．形成若干大油田。而其他类型生油层湖盆水体欠稳定，湖水有时变浅或水质浓缩，生油条件相对略为逊色。

表 2-19 我国陆相生油层系的剖面类型及其特征

（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

剖面类型	泥岩型	夹油页岩泥岩型	含炭泥岩型	含膏泥岩型
代表地区	东营凹陷	陕甘宁盆地	民和盆地	江汉盆地
地层时代	下第三系沙三段	三叠系延长统	侏罗系	下第三系潜江组
岩性组合	大套泥岩	泥岩夹油页岩、砂岩，边缘含炭	泥岩、砂岩夹炭质层	泥岩夹石膏、盐岩
水介质性质	半咸水	淡水	淡水	咸水
岩系厚度（米）	2000～3000	3000	1500～2000	2000～3000
暗色泥岩厚度（米）	＞1000	300～500	80～100	＞500
生物化石	浮游类及藻类	浮游夹底栖生物	植物、底栖	浮游类及藻类
盆地类型	断陷	坳陷	山间坳陷	断陷
代表油田	胜坨	马岭	海石湾	王场

总之，在陆相盆地中，深水湖相是最有利的生油岩相，其中又以近海地带深水湖盆的泥岩型剖面生油条件更佳。在空间上生油最有利的地区是湖盆中央的深水地区，在时间上生油最有利的时期是沉积旋回中的持续沉降阶段。

生油层的厚度及其与储集层的组合关系，对生油层的排烃效率有着重要影响。根据世界许多产油区的经验，粘土岩类生油层与砂岩储集层呈旋回式或侧变式组合，二者的接触面积较大，排烃效率较高，有利于油气的生成与储集。据日本学者真柄钦次(K.Magara, 1978)[65]系统研究美国数千个砂岩油藏的经验（详见本书第九章第2节），认为粘土岩生油层单层厚30～40米、砂岩储集层单层厚10～15米，二者呈略等厚互层的地区，砂-泥岩接触面积最大，最有利于石油生成和聚集；而那些单纯巨厚块状泥岩和单纯块状砂岩的发育区，对石油生成、排烃、聚集都不利。

二、 生油岩的地球化学研究

近十多年来，随着石油有机地球化学的进展，围绕油气有机生成理论的基本问题，包括沉积岩中有机质的丰富程度、演化程度、转化效率，以及油源对比等方面，在实验室

内用近代化仪器分析了生油岩的许多地球化学指标，为鉴别生油岩提供了比较充分的科学依据，国内外都纷纷广泛采用。现分类介绍识别生油岩的主要地球化学指标如下：

（一）有机质的丰度指标

几十年来，国内外普遍采用的有机质丰度指标是剩余有机碳含量，系指岩石中残留的有机碳含量，以单位重量岩石中有机碳的重量百分数表示。因为生油层内油气生成逸出后，岩石中残留下来的有机质中的碳含量，就是今天实验室所测定的数值，故称剩余有机碳含量。由于生油层内只有很少一部分有机质转化成油气离去，大部分仍残留在生油层中，并且碳又是在有机质中所占比例最大、最稳定的元素，所以剩余有机碳含量能够近似地表示生油岩内的有机质丰富程度。

据吉曼（H.M.Gehmen，1962）研究世界六十多个沉积盆地寒武系至第三系1066个页岩和346个碳酸盐岩样品，测定结果页岩比碳酸盐岩的有机质含量高一个数量级，几何平均值前者为1.14%，后者为0.24%（图2-36）。亨特（1961）测定791个页岩和397个碳酸盐岩样品的几何平均值分别为1.2%和0.17%。我国中、新生代陆相含油气盆地粘土岩类生油岩的有机碳含量多介于1～2%之间，海相碳酸盐岩介于0.01～1%，适于生油的碳酸盐岩应大于0.1～0.2%。造成粘土岩类比碳酸盐岩类生油岩剩余有机碳含量高的原因，可能同两类岩石对有机质的吸附能力不同，以及碳酸盐岩的晶析作用和各种成岩作用导致有机质大量丢失有关。

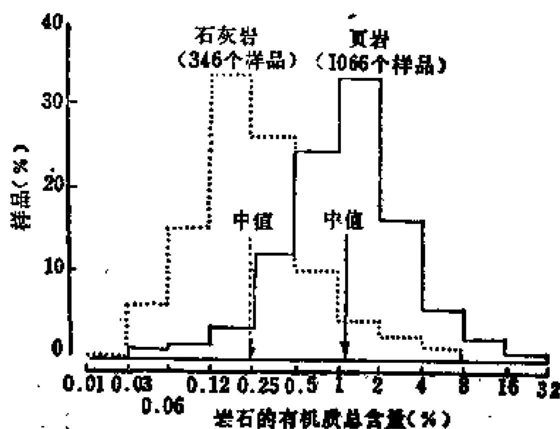


图 2-36 古代页岩和碳酸盐岩的有机质总含量（据H.M.Gehmen，1962）

岩石中剩余有机碳与剩余有机质含量之间存在着一定的比例关系，一般将剩余有机碳含量乘以1.22（或1.33）即为岩石中所含剩余有机质的重量百分数。

近几年来，我国石油地质工作者提出氨基酸总量（微克/克$_{岩石}$）和氨基酸总量/剩余有机碳含量（微克/克$_{有机碳}$）可以作为沉积岩中有机质的丰度指标。根据济阳坳陷各地质时代沉积岩氨基酸分析资料，得出结论认为氨基酸总量高、氨基酸总量/剩余有机碳比值低，属于好的生油岩；反之，氨基酸总量低而氨基酸总量/剩余有机碳比值高，则为不好的生油岩。前者由于在好的生油岩中，一般氨基酸总量和有机碳含量都较高，因而比值较低，而在不利的生油岩中，一方面可能原始有机质中蛋白质不丰富，或蛋白质在氧化环境内被细菌分解破坏，造成氨基酸总量低，另一方面生油岩未成熟，大部分氨基酸尚未转化为油气，因而每克有机碳中残余氨基酸所占比例较大，造成比值较高。鉴于氨基酸是蛋白质的主要成分，过去多用来测定地层绝对年龄和沉积环境，这次在济阳坳陷用来研究沉积岩中的有机质丰度只是一个开端，值得进一步探索。

为了适应海上及边远地区钻井少、取芯少、实验室分析少的特点，国外正在研究采用地层密度测井结果直接计算生油层的有机碳含量。将粘土岩类生油岩视为由岩石基质、孔隙空间（包括流体）、黄铁矿和有机质四部分组成，则测井所得地层密度（ρ）即为这四部分的密度和体积的函数，最后推导出下式计算有机碳（TOC）含量：

$$TCC = (154.497/\rho) - 57.261$$

将上式用于威里斯顿盆地美国部分，39口井的计算值与实验室岩芯有机碳测定值非常近似，平均绝对差值为1.1%。将计算出的有机碳等值线图与现今等温线图比较，发现一个平行于等温线的有机碳区域性减小区，反映有机质转化为石油并已排出。最后所计算出盆地石油总可采资源量，与实际数据相近。

通过对这个勘探程度较高的盆地分析，可知应用地层密度测井结果计算有机碳含量与实验室岩芯分析及实际勘探成果相近，正在推广应用于海上和新区，以减少取芯和岩芯分析的繁重工作量，这个动向值得注意。

（二）有机质的成熟度指标

这是近十多年来，生油岩有机地球化学研究进展最快的领域之一。沉积有机质在深埋过程中的热演化程度如何？是否达到生成大量石油的阶段或已过成熟？这些与油气勘探成败攸关的问题，促进了有机质成熟度研究，出现了各种指标。除前述TTI方法外，常用的尚有下列指标：

1.镜质体反射率（R_o）

这是国内外应用最广的一项成熟度定量指标。用显微镜鉴定镜质体反射率起源于煤岩学，它与挥发分、固定碳都是研究煤变质程度及划分煤阶的良好指标。

镜质体（Vitrinite）是一组富氧的显微组分（或煤素质），由同泥炭成因有关的腐殖质组成，具镜煤（Vitrain）的特征。为与镜煤区别开，并同壳质体、惰质体相对应，将“Vitrinite”译为镜质体较妥。

测定镜质体反射率研究煤的碳化程度已有很长历史，但是广泛用于研究分散有机质的热演化程度只不过是近十多年来的事。干酪根的光学研究结果表明，其基本成分为镜质体碎片和非晶质有机物。干酪根的热解过程与镜质体的演化过程相符，镜质体是以芳香环为核，带有不同的支链烷基。在热演化过程中，链烷热解析出，芳环稠合，出现微片状结构，芳香片间距渐缩小，致使反射率增大、透射率减小、颜色变暗，这是一种不可逆反应。所以，镜质体反射率是一项衡量生油岩经历的时间-古地温史、有机质热成熟度的良好指标。

镜质体反射率与成岩作用关系密切，热变质作用愈深，镜质体反射率愈大。正如表2-6所示，在生物化学生气阶段镜质体反射率为低值，即低于0.5%；随着埋藏深度而逐渐变化，在热催化生油气阶段和热裂解生凝析气阶段，反射率作为深度的函数增加较快，约从0.5%上升到2%；至深部高温生气阶段，反射率继续增加。因此，测定生油岩中有机质或煤夹层的镜质体反射率，可以预测油气的分布。北德意志盆地沉积剖面中油气分布界限采用了下列数值：镜质体反射率0.3～1%为工业油藏，0.7～2%为工业气藏，反射率>2%的无烟煤地带成为无油无气的地区。在澳大利亚利用镜质体反射率将全国石炭纪后的沉积盆地划分为三种成熟度类型，预测出最有远景的含油气盆地[80]。

利用镜质体反射率还可将不同来源有机质的混杂物区分开，例如鉴别同时代的（如海相浮游植物和陆源植物混合物）或遭受剥蚀旋回再沉积的不同有机来源的混杂物。

镜质体反射率用来表示有机质的演化特征，是显微镜鉴定的最简便方法。但是，它仍存在一些缺点，如“镜质体”的不同类型具有不同的反射率，Ⅲ型干酪根中容易找到镜质体碎片但在Ⅰ型或Ⅱ型干酪根中却罕见，利用反射率划分油气生成带的界限目前也还有争

论。这些问题都还有待进一步解决。

镜质体的显微镜鉴定是从孢粉鉴定推演而来的。在镜下鉴别孢粉的颜色同样可以反映其热演化变质程度。所以孢粉碳化程度也是鉴别有机质成熟度的一个辅助标尺。

2.热变质指数

F.L.斯塔普林(1969，1974)将显微镜下观察有机残体(孢子、花粉、藻类等等)的颜色，按颜色变化确定有机质的演化变质程度，提出了热变质指数的五个级别：

1级——未变化，有机残渣呈黄色；

2级——轻微热变质，呈桔色；

3级——中等热变质，呈棕色或褐色；

4级——强变质，呈黑色；

5级——强烈热变质，除有机残渣呈黑色外，另有岩石变质现象。

石油、湿气和凝析气生成阶段的热变质指数约介于2.5～3.7之间。为避免在鉴别颜色上的主观性，可将已知地区热变质程度制成标准变色图板，作为参考。

3.干酪根的颜色及H/C—O/C原子比关系[72]

在油气生成各阶段中，干酪根对成岩作用的影响很敏感，并且在沉积物中广泛分布，同沉积物的基质可能共生。所以，干酪根是研究有机质演化的温度—时间模式的一种良好标志。

根据干酪根的颜色及其与H/C—O/C和温度一时间的关系，有助于判断干酪根向油气转化的成熟程度，并计算出视活化能。

根据干酪根的颜色结合H/C—O/C原子比关系图，有助于判断干酪根向石油和天然气转化的成熟程度。随着热成熟作用的增进，样品颜色由黄色变为暗褐色至黑色。其中从暗褐色至深暗褐色的转变标志着最大量生成正烷烃的区间，这时残渣的H/C原子比约为0.80±0.05，视活化能约为45000±5000卡/克分子。图2-37及图2-38为美国南加利福尼亚近海唐讷盆地近代沉积物中取得的干酪根在实验室不同时间和温度下加热进行元素和颜色分析的结果。根据各样品加热的时间、温度(即lnt对1/T的关系)和鉴定的颜色标在图2-37上，即可绘出干酪根颜色的阿伦纽斯型图，各色区之间以直线分隔，从直线的斜率可以计算出每种颜色转变的近似活化能。将干酪根的鉴定颜色放在H/C对O/C原子比的座标图上(图2-38)，并注明H.Б.瓦萨也维奇(1970)的"主要生油期"标尺和A.胡德(1975)的有机质成熟标尺，即可看出"主要生油期"发生在干酪根残渣的H/C原子比介于0.84～0.69之间，相当于实验加热唐讷盆地干酪根的暗褐色至深暗褐色区之间。

需要指出：在地质条件不同的地区，干酪根的类型会有区别，其热成熟特征可能出现在不同范围。如美国西内部盆地二叠系含磷组的黑色页岩[41]反映出三个不同的成熟阶段：A.热未成熟沉积物：干酪根黄-褐色，H/C>1.1，重烃(C_{12+})/剩余有机碳和氯仿沥青含量都呈现低值；B.热成熟沉积物：干酪根褐-暗褐色，H/C介于1.1～0.6，烃含量大于有机碳含量的1%；C.早期变质沉积物：干酪根褐黑-黑色，H/C介于0.6～0.4，烃含量小于有机碳含量的0.2%。估算约有2.4×10^{9}百万吨石油重烃已经生成并从含磷黑色页岩中运移出来。由此可见，各地区尚需注意总结各自的经验数据范围。

4.正烷烃分布特征和奇偶优势比

由于有机质成熟转化是一个加氢降解的过程，随着热演化作用的加强，氧、硫、氮等

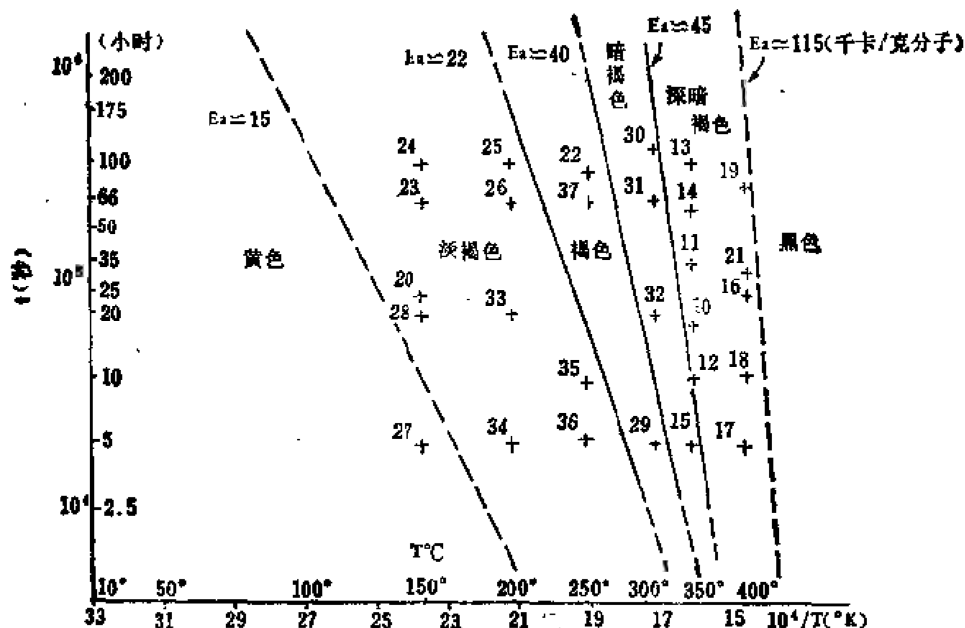


图 2-37 唐讷盆地干酪根颜色的阿伦纽斯型图(据K.E.Peters等，1977)
(10—36表示样品号)

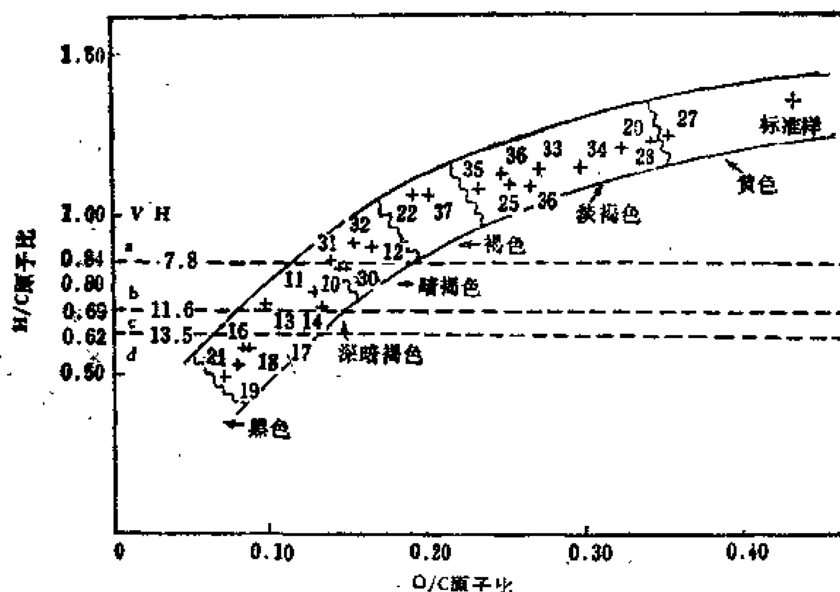


图 2-38 唐讷盆地干酪根热演化同H.V.比较图(据K.E.Peters等，1977)
H：胡德(Hood等，1975)的有机质成熟标尺；
V：瓦萨也维奇(Baccoeвич等，1970)的“主要生油期”标尺；
a—未成熟甲烷；b—石油；
c—湿气和凝析气；d—深变质甲烷

杂元素含量显著减少，碳链破裂，正烷烃的低碳组分含量增高，正烷烃分布曲线显示主峰碳数小、曲线平滑、尖峰特征明显，代表成熟度高。

岩石抽提物中奇、偶碳原子正烷烃的相对丰度，称为正烷烃奇偶优势比。它有两种表示方法：

一种叫CPI值，是以$C_{29}H_{60}$为中心，将$C_{24}H_{50}$到$C_{34}H_{70}$的百分含量C_i代入下式计

算：

$$CPI=\frac{\sum_{i=12}^{16}C_{2i+1}}{2}\left[\frac{1}{\sum_{i=12}^{17}C_{2i+1}}+\frac{1}{\sum_{i=12}^{16}C_{2i+2}}\right]$$

在近代沉积物中，奇数正烷烃有明显优势，CPI均匀分布在2.4～5.5之间，因为生物体内最丰富的正烷烃一般是C_{27}、C_{29}、C_{31}和C_{33}，所以生物体中的正烷烃必然存在明显的奇碳优势；而原油中只有微弱的奇碳优势。科珀和布雷（J.E.C oper & E.E.Bray，1962、1963）[45]研究了各种近代、古代沉积物和油层水或石油中的脂肪酸及正烷烃分布。发现脂肪酸的偶碳优势随着沉积物年龄和深度的增加而减弱，在油层水中脂肪酸则平滑分布（图2-39）；C_{27}～C_{37}正烷烃的奇碳优势随着沉积物年龄和深度的增加而减弱，在石油中正烷烃平滑分布(图2-40)。脂肪酸偶碳优势的消失与正烷烃奇碳优势的消失之间的并行，暗示沉积物中形成正烷烃的过程同脂肪酸的演变有关。这个过程可能同去羧基、加氢和降解等作用有关。随着埋藏深度加大，至热催化生油气阶段，干酪根热解产生没有奇碳或偶碳优势的新正烷烃，CPI值就从近代沉积物中5.5高值降低到主要生油带的1±。所以，在岩石的有机抽提物中，正烷烃奇偶优势比<1.2，即奇数正烷烃略占优势，代表岩石中的有机质向石油转化程度高，可列为生油岩。这项指标在鉴定粘土岩类生油岩时效果较好，对碳酸盐岩则效果较差。

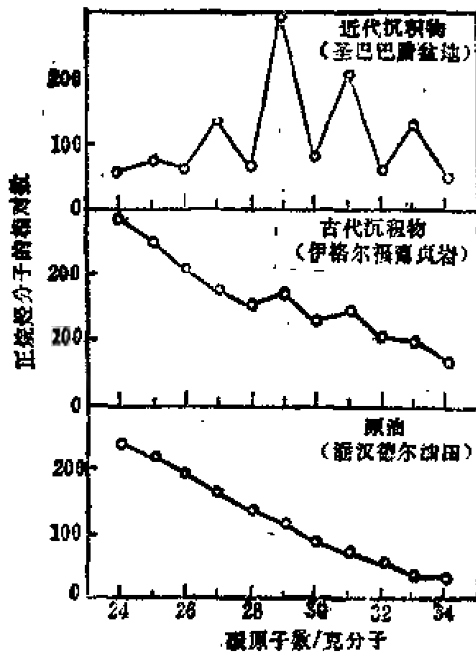


图 2-39 近代、古代沉积物和油层水中脂肪酸的分布(据J.E.Cooper & E.E.Bray，1963)

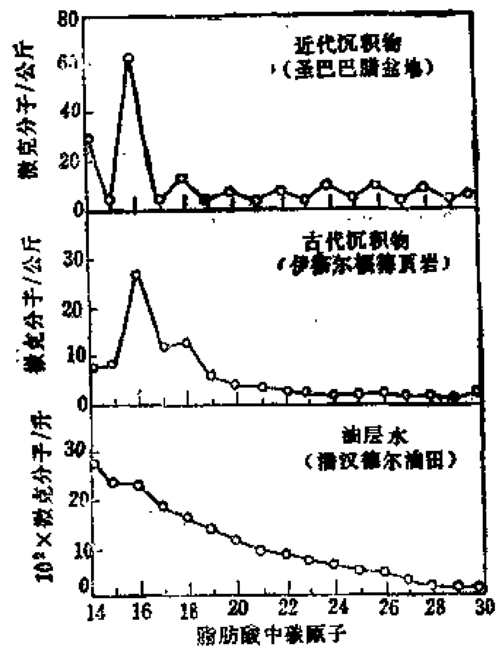


图 2-40 近代、古代沉积物和石油中正烷烃的分布(据J.E.Cooper & E.E.Bray，1962)

另一种表示方法是OEP值，是取主峰碳前后5个相邻之正烷烃的重量百分数，按下式计算：

$$OEP=\left[\frac{C_i+6C_{i+2}+C_{i+4}}{4C_{i+1}+4C_{i+3}}\right]^{(-1)^{i+1}}$$

此法计算奇偶优势比对整个正烷烃系列的相对丰度表示得不太精确，但在划定的奇偶比范

围内，却是一个更精确的测量方法。

由于CPI和OEP往往是在C_{23}～C_{34}范围内进行计算，彼此结果相差甚微，完全可以对比使用。

根据美国加利福尼亚和法国巴黎盆地的研究成果，还提出了饱和烃的另一标志"环烷烃指标"，系指在异构烷烃-环烷烃浓缩物的体积中，各类环烷烃的分布特征。多环环烷烃来自甾醇（Sterols）和三萜（Tritepenes）化合物，占浅处异构烷烃-环烷烃的大部分；至较深处它们逐渐被干酪根降解生成的单环或双环环烷烃所冲淡。所以，在异构烷烃-环烷烃浓缩物的体积中，多环环烷烃越少，表示生油成熟度越高。

5.自由基含量

自由基系指一个分子或分子的一部分，其正常的化学键被破坏而产生的不配对自由电子。由于存在不配对电子，物质就具有顺磁性。物质的自由基含量越大，其顺磁磁化率（x_P）也就越大。这种现象可以用电子顺磁共振波谱仪来测定，其单位用每克有机碳中的顺磁磁化率表示，如$x_P \times 10^9$/克有机碳。自由基个数（N）与顺磁磁化率的关系是$N = x_P \times 4.75 \times 10^{26}$。

在沉积岩分散有机质和石油、沥青、煤中广泛存在着自由基。干酪根中出现自由基是分裂键的结果。例如在同一个苯环上，一个烷链取代基的消失，就产生自由基，直到两个分子碎链重新化合为止（例如同一个氢原子或同另一个烷链化合）。当含取代基的多核芳香烃上烷链取代基裂解时，会形成自由基碎片。因此，随着有机质受热，烷链取代基从干酪根裂解后，烷基碎片不稳定，很快从周围介质获得一个H^+，形成正烷烃分子；而较大的干酪根自由基可较稳定地保存下来。因此，随着上述物质埋藏深度的加大，热演化程度增强，干酪根不断裂解，失去烷基，芳香核缩聚，干酪根自由基数量增多，直到大约相当于镜质体反射率为2%的一定演化阶段时，顺磁性最强；但到变生作用阶段，有机自由基加速配对，自由基含量明显下降，甚至趋于零。所以，在一定范围内，自由基含量可以作为有机质成熟作用的一个指标，推测沉积岩在历史上经受过的最高温度。

图2-41表示喀麦隆杜阿拉盆地上白垩统Ⅲ型干酪根中顺磁磁化率随埋藏深度的变化。在2500～4000米深度范围内，自由基含量最多，顺磁磁化率达到高峰，这表明处在石油、湿气和凝析气的大量生成阶段。随着深度继续加大，热变质作用加强，烃类向两极演化，生成高温甲烷和高度碳化产物，自由基含量会骤减乃至消失。

应该指出：天然物质中有机自由基的形成及其顺磁共振性质的变化，常常还受干酪根类型、地温梯度、岩石中的放射性元素、岩浆活动及构造运动等因素的影响。所以，在解释自由基含量变化时，最好同其他成熟度标尺配合使用。

此外，各种生物标志化合物、甲烷碳同位素、煤的牌号、定碳比值、芳香烃碳数分布特征等在国外也有用作有机质成熟度指标，这里就不一一介绍了。

（三）烃类转化指标

这是指在有机质已经成熟的生油气岩中，衡量有机质转化成烃类的数量指标。目前国内外常用的有下列几种：

1.可溶性沥青含量及其组分组成

岩石中溶解于有机溶剂的物质，称为可溶性沥青。这些溶剂可以是氯仿、苯、丙酮等等。有机溶剂从岩样中抽提出来的沥青重量与岩样重量之比，即为可溶性沥青含量。若用

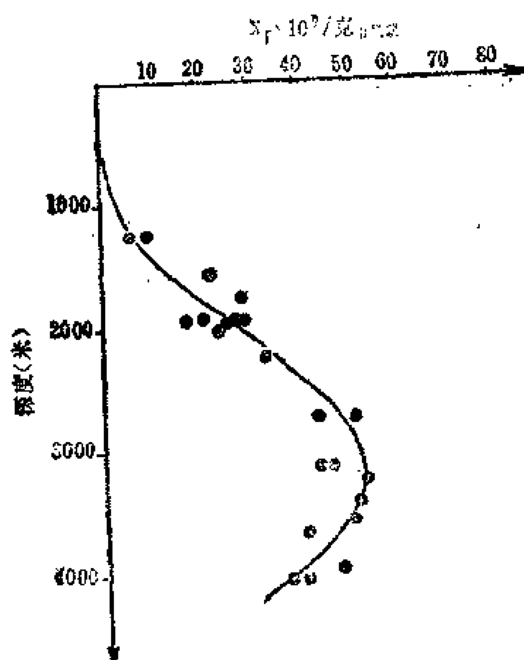


图 2-41 杜阿拉盆地上白垩统Ⅲ型干酪根中顺磁磁化率随埋藏深度的变化(据B.P.Tissot)

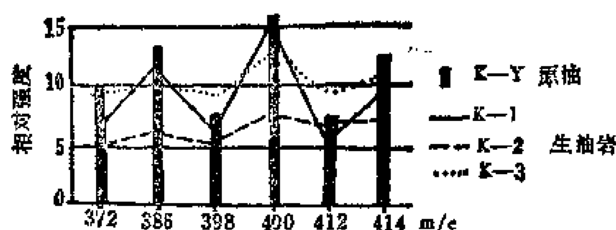


图 2-42 莱茵盆地弗斯特油田甾烷分布图

氯仿当溶剂，则抽提物含量就是常说的氯仿沥青“A”。氯仿沥青“A”的组分包括油质、苯胶质、酒精-苯胶质和沥青质。前两者为还原性组分，后两者为酸性组分。还原性组分含量高的岩石可定为生油岩。

2.烃类含量及其族组成

指可溶性沥青中的总烃含量及其中的正烷族、环烷族、芳香族烃的含量。总烃含量高、正烷烃含量也高，表明有机质向石油转化程度高；反之，若非烃含量高，则说明转化程度低。

另外，可溶性沥青/剩余有机碳、总烃/剩余有机碳两个比值，是常用的转化指标。前者为沥青化系数，后者是烃类转化系数。还可以采用与烃类转化系数相似的烃类族组分的转化系数

$$\frac{饱和烃}{剩余有机碳} \qquad \frac{正烷烃}{剩余有机碳} \qquad \frac{芳香烃}{剩余有机碳}$$

(四)油源对比指标

原油与其生油岩共同含有的并不受运移、热变质作用影响的化合物，称为“油源对比指标”。这是根据对成分相似性的认识来追溯生成油气的母岩。既可以对比不同油层的原油是否属于同一来源，也可以对比原油与其生油岩的亲缘关系。进行油源对比一般应具备两个条件：

(1)在运移过程中，没有或很少有来自不同生油层的油气混杂。

(2)分布在岩石和原油中的特征化合物，性质稳定，在运移和热变质过程中很少或几无损失。

由于原油与生油岩中的化合物特征不会完全一致，变化程度较大，所以在进行油源对比时，必须将各项指标加以综合对比。目前，在西欧应用C_{27+}甾烷族、异戊间二烯型烷

烃、正烷烃分布特征及碳同位素等指标进行对比，取得了良好效果。在德意志联邦共和国的对比研究中，认为C_{27+}甾烷族将会成为主要对比指标。我国陕甘宁盆地、酒泉盆地及华北盆地也已开始进行这项研究。

1. C_{27+}甾烷族

甾烷族为四环、五环环烷烃，用质谱-色谱联用仪测定。测定质量范围介于质荷比m/e190～430，与气相色谱的温度263～310℃相对应。测出分子离子372、386、398、400、412、414和主要离子191、217的质谱。主要离子m/e191与五环系统（三萜烷）m/e398、412有关；m/e217与四环系统（甾烷）m/e372（胆甾烷）、400（谷甾烷）、414（羊毛甾烷）有关。根据质谱图中的最高峰值（多为m/e191或217）计算出强度，然后算出各甾烷化合物的相对丰度，画出甾烷族相对分布图进行对比，找出原油与生油岩之间的亲缘关系。如图2-42表示西德莱茵地堑盆地弗斯特油田始新统原油与侏罗系三个生油层的对比结果，发现原油(k－y)与中侏罗世道格统Y层页岩生油层(k－1)特征近似，而其他两个生油层(k－2)、(k－3)却与油样(k－y)相差较大，从而确定了始新统原油的生油岩。其分析数据见表2-20。

表 2-20 莱茵盆地弗斯特油田地球化学数据表

样品号	地层		深度（米）	镜质体反射率（%）	甾烷族化合物相对含量					
					372	386	398	400	412	414
k-1	侏罗系	道格统Y层	200	0.55	7.2	11.3	5.7	16	5	9.1
k-2		里阿斯统ε层	75	0.52	5.2	6.1	5.2	8.0	7.1	7.7
k-3		里阿斯统β层	920	0.62	9.6	10.3	9.6	13.3	9.5	10.8
k-y	第三系始新统		770		10.8	13.2	7.8	16	7.8	12.9

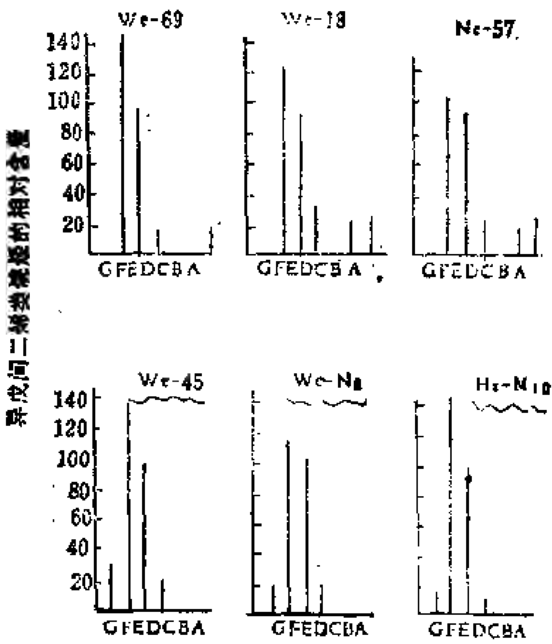


图 2-43 北德意志盆地原油异戊间二烯型烷烃相对分布图

A. 2, 6, 10-三甲基十二烷（法呢烷）
B. 2, 6, 10-三甲基十三烷
C. 2, 6, 10-三甲基十四烷
D. 2, 6, 10-三甲基十五烷
E. 2, 6, 10, 14-四甲基十五烷（姥鲛烷）
F. 2, 6, 10, 14-四甲基十六烷（植烷）
G. 2, 6, 10, 14-四甲基十七烷

2. 异戊间二烯型烷烃

这是一组由叶绿素的侧链植醇或类脂化合物衍生的异构烷烃化合物，在结构上有规则地每隔三个次甲基出现一个甲基侧链，很象是由若干个异戊间二烯分子加氢缩合而成，故称异戊间二烯型烷烃或异戊间二烯类烷烃。在本世纪六十年代以来，在原油和沉积物中陆续发现了C_9～C_{25}异戊间二烯型烷烃，其中的2，6，10，14-四甲基十五烷称为姥鲛烷，2，6，10，14-四甲基十六烷称为植烷，二者最丰富且最稳

定。它们几乎在每个原油与生油岩抽提物中都出现，运移作用又不会改变其相对含量，甚至在寒武纪和更早时期都存在，所以是研究原油与生油岩之间的关系，追踪石油运移途径的良好对比标志，国外称之为“指纹化石”。图2-43是北德意志盆地6个样品的异戊间二烯型烷烃相对分布图，可以认出2～3个油源，即We-45、Ha-M_{10}、We-N_8三个油样“指纹”特征相近：没有A、B、C三种，F最大，E次之，G、D较小，其油源属侏罗系道格统生油层。We-18和Ne-57两个油样“指纹”特征近似：没有C、G，F最大，E和A次之，B最小，油源属侏罗系里阿斯统。

在国外还利用姥鲛烷/植烷、非姥鲛烷/姥鲛烷、姥鲛烷/正十七烷、植烷/正十八烷、姥鲛烷+植烷/正十七烷+正十八烷等五种比值来追溯原油与生油岩的亲缘关系[90]。通过计算机获得各样品的平均值和标准偏差，原油与生油岩的偏差在±0.5范围内，属于好的对比值；偏差在±1.0范围内，定为较好对比值；否则，都划为无对比价值。表2-21列举了世界若干国家样品利用上述五种比值进行油源对比的效果分析，可以看出阿拉斯加(A)、德国西南部(K-3)、阿尔及利亚(O-1，O-2)等样品对比效果好，找到了亲缘关系，而美国俄克拉何马(N)、犹他(E)、怀俄明(F)的对比效果最差，未能确定亲缘关系。此外，将异戊间二烯型烷烃结合其他地质特征，还有助于判别沉积环境。

我国陕甘宁盆地晚三叠世延长统和中早侏罗世延安组，分别对原油与生油岩进行的异戊间二烯型烷烃、C_{27}～C_{34}三萜烷及甾烷研究取得良好的结果。图2-44和2-45表明：侏罗系原油与三叠系原油很相似，各层原油中这些指标均与三叠系延长统生油岩同类化合物的相关性最好，因此上三叠统(延长统)应视为主要油源层。

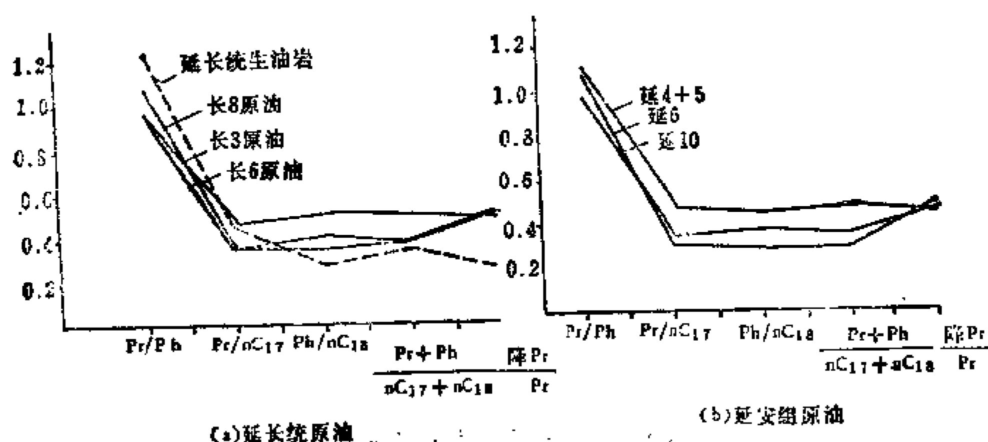


图 2-44 陕甘宁盆地延长统和延安组原油异戊间二烯型烷烃变化图
(据石油工业部石油部勘探开发科学研究院，1979)

2.正烷烃分布特征

在成熟度指标中已做简要介绍。将原油与生油岩的正烷烃分布曲线进行比较，目测曲线特征的相似性可帮助判断油源的亲缘关系。由图2-46表示原油与生油岩对比好、较好和无相似性的例子，曲线基本接近则可能存在油源关系；若曲线根本不同则两者没有油源亲缘关系。

我国酒泉盆地产自下第三系与产自白垩系或变质的志留系的原油，在正烷烃和异烷烃分布上虽有一些差异，但形态基本相似。OEP值第三系原油为1.06，白垩系和志留系原

表 2-21 利用异戊间二烯型烷烃对比原油与生油岩关系效果分析(据D.H.Welte)

岩样-油样对应组号	地区	异戊间二烯型烷烃化合物比率				
		姥鲛烷/植烷	非姥鲛烷/姥鲛烷	姥鲛烷/正17烷	植烷/正18烷	姥+植/正17+正18
A	阿拉斯加	2	1	2	2	2
B	加利福尼亚	1	2	0	0	0
C	德国西南部	0	未定	1	0	2
D-1	德国西南部	0	1	2	0	1
D-2		2	1	2	0	2
E	犹他	0	1	1	1	1
F	怀俄明	2	0	0	1	0
G	厄瓜多尔	未定	未定	未定	未定	未定
H-1	德国西北部	0	0	2	2	2
H-2		0	0	2	2	2
K-1	德国西南部	1	1	0	1	0
K-2		2	2	0	0	0
K-3		1	2	2	2	2
L	得克萨斯	1	2	0	0	0
M	北达科他	0	2	2	2	2
N	俄克拉何马	1	1	0	0	0
O-1	阿尔及利亚	2	1	2	2	2
O-2		2	1	2	2	2
P-1	中澳大利亚	1	1	2	1	2
P-2		0	2	2	2	2

注：生油岩与原油的半定量对比等级：

2 好(±0.5 标准偏差以内)

1 中(±1.0 标准偏差以内)

0 差(>1.0 标准偏差)

油为1.10；绝大部分原油和白垩系生油岩样品，主峰碳数均为C_{23}；原油孢粉中还有白垩纪属种。这些特征都表明上述原油的同源性质，都来自下白垩统新民堡群生油岩（见图2-47)。

4．碳同位素($\delta^{13}C‰$)

六十年代以来，碳、硫、氧等元素的同位素研究已在国外广泛应用于油气勘探．如测定古地温、推测油气绝对年龄，判别岩石的海相或陆相等。近几年来，开始应用稳定同位素C^{13}进行原油与生油岩对比。如第一章所述，同位素C^{13}的含量通常用$\delta^{13}C‰$来表示。原油抽提物(可溶性有机质)和干酪根(不溶性有机质)的碳同位素是一种化学性质的特殊参数。根据石油生成的动力学原理，从干酪根产生的原油应该比干酪根本身的同位素数值低，而

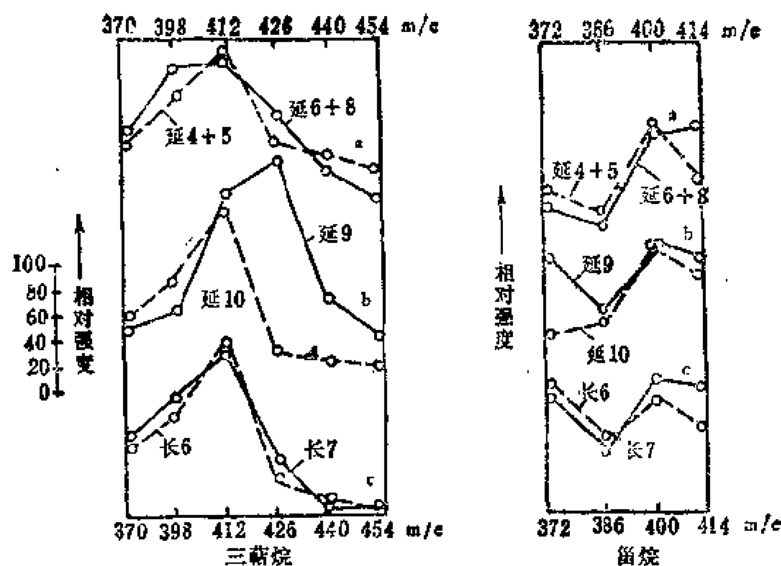


图 2-45 陕甘宁盆地延长统和延安组原油与生油岩甾烷、三萜烷对比图
（据石油工业部石油勘探开发科学研究院，1979）
a—延安组延$_{4+5}$油组；b—延安组延$_{10}$油组；c—延长统长$_6$油组
--原油 —生油岩

生油岩中的可溶性有机质则代表仍处在生油层中的石油。因此，原油应该与生油岩可溶性有机质具有相同的碳同位素成分。于是，将原油或生油岩可溶性有机质的$\delta^{13}C$‰低于干酪根的$\delta^{13}C$‰，定为油源对比效果好；反之则差。表2-22说明了两个典型实例：德意志联邦共和国胡滕海姆油田第三系原油$\delta^{13}C$‰值（-28.8）小于生油岩干酪根的$\delta^{13}C$‰值（-26.6，-26.5），而与可溶性有机质的$\delta^{13}C$‰值（-27）相近，推测二者有油源亲缘关系；但是，乔治斯道尔夫油田白垩系原油及可溶性有机质的$\delta^{13}C$‰值均大于干酪根的，认为两者无亲缘关系。

表 2-22 西德原油与生油岩$\delta^{13}C$‰值对比表

盆地	油田	地层	深度（米）	$\delta^{13}C$‰值 原油	生油岩 可溶性有机质	生油岩 不溶性有机质	油源对比
莱茵盆地	胡滕海姆	第三系	1890	—	-27	-26.5	好
		渐新统	1910	—	-26.4	-26.6	较好
		吕佩阶	1900	-28.8	—	—	—
北德意志盆地	乔治斯道尔夫	白垩系 韦尔登阶	890	—	-32.5	-33.8	差
			940	—	-32.2	-33.1	差
			830	-32.2	—	—	—

此外，过去常用K值、S⁼、氧化-还原电位等判断沉积环境还原程度的指标。由于现在的成熟度指标和转化指标突出研究了有机质的演化方向及演化程度，已包含环境指标所起的作用。所以，尽管环境指标有助于判断沉积和成岩阶段的还原程度，现在仍有被淘汰

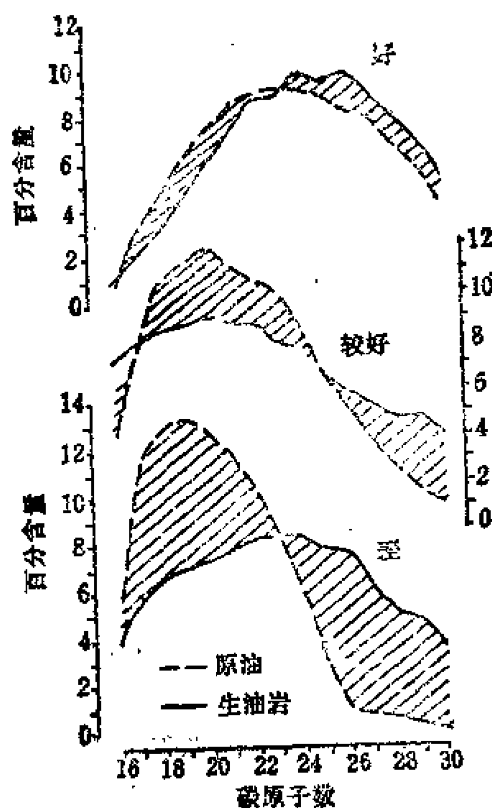


图 2-46　根据原油与生油岩正烷烃分布特征对比亲缘关系

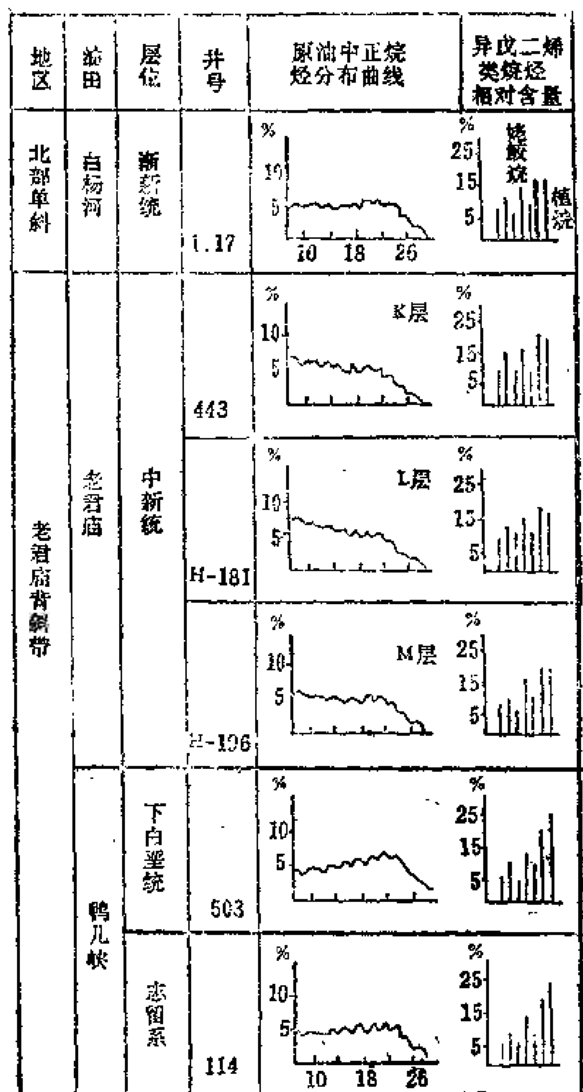


图 2-47　酒泉盆地原油对比（据玉门油矿石油勘探开发研究院，1978）

之势，这里就不详介绍了。

总的说来，石油有机地球化学正在飞速发展，上述各项指标虽有不少问题尚待深入研究，但是将它们有效地配合使用，已经可以较好地鉴别生油岩、找出生油区了。我们相信，在国内外油气勘探及科学研究工作蓬勃开展的形势下，油气有机成因理论也必将更臻完善。

三、热解法计算生油气量

生油气量的计算方法是油气勘探学家十分关注但未很好解决的课题。过去，国内外一直采用氯仿沥青“A”法，只能反映岩石中已生成可溶性有机质的残留量，不能反映干酪根热解所生成的烃量。魏泊斯（1985）提出根据热解法计算生烃体积和排烃体积的定量模型，用有机碳、氢指数和成熟度三项参数计算生油量和生气量。

烃体积 = (K)(TOC)(HI)(f)

式中　TOC——生油岩有机碳现今实测值，%。对Ⅱ型干酪根可取生油率90%、生气率

10%；对Ⅲ型干酪根则分别选用20%和80%；

HI——热解仪实测的氢指数，mg烃/g有机碳；

f——干酪根转化系数，反映成熟度，介于0（原始未熟）与1（完全成熟）之间，根据干酪根类型和镜质体反射率由图2-48求得；

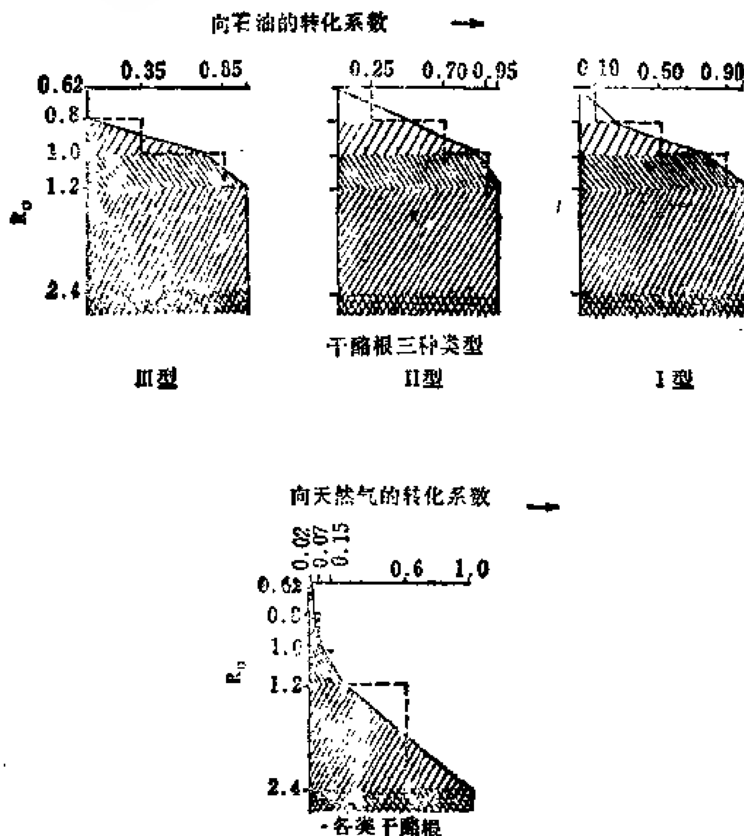


图 2-48 R_o与干酪根转化系数的关系曲线（据D. Sluijk & M. H. Nederlof, 1984）

上图从左至右为Ⅲ型（腐殖型至混合型）、Ⅱ型（细菌干酪根）、Ⅰ型（藻类干酪根）干酪根向石油的转化系数；

下图为各类干酪根向天然气的转化系数

K——换算系数，根据公制或英制表示时选用不同的K值。例如烃体积采用英制，以百万桶油/英里^{3}生油岩计，若生油岩页岩密度为2.3克/厘米^3，原油密度为0.9克/厘米^3，则K＝0.7；若生油岩为石灰岩，密度2.6克/厘米^3，则K＝0.78。

例一：某生油页岩测出TOC＝1.2%，HI＝120（未熟时），现今R_o＝0.9%，属Ⅲ型干酪根。

先求有机碳中生油部分占1.2%×20%＝0.24%，余下0.76%生气；

根据Ⅲ型干酪根和R_o＝0.9%，查图得知f＝0.35；

∴生油体积＝(0.7)(0.24)(120)(0.35)

＝7.056百万桶/英里^{3}生油气岩

根据R_o＝0.9%，查下图可知f＝0.07；气体体积用百万英尺^3/英里^{3}生油岩，必须乘以系数6；

∴生气体积＝(0.7)(6)(0.76)(120)(0.07)

$= 26.81$百万英尺^3/英里^{3}生油气岩

例二：有一富生油页岩，TOC = 3.8%，HI = 500(未熟时)，现今R_o = 0.8%，Ⅱ型干酪根，查图得知f = 0.50；

∴生油体积 = (0.7)(3.8×0.9)(500)(0.5)

= 598.5百万桶/英里^3

生气体积 = (0.7)(6)(3.8×0.1)(500)(0.02)

= 15.96百万英尺^3/英里^3

莫泊(J.A.MomPer，1978)认为生油岩中至少要生成50百万桶烃/英里^{3}的生油气岩，才能发生排烃。一旦达到这个临界值，对油的排烃系数可取50%，气的排烃系数可取80%。

所以，上述例一中生油7百万桶与生气相当于油4.43百万桶，二者之和达不到排烃临界值，此例页岩不能排烃。

例二中生油量超过了临界值，可按排烃系数50%计，排烃量约为300百万桶油/英里^3；气按80%计，则有13百万英尺^{3}气/英里^{3}随油一起排出。

上述计算方法比氯仿沥青"A"法有较大的改进，同时考虑了有机质丰度、干酪根类型、氢指数和成熟度等因素，更加接近油气生成现代模式。但是，干酪根转化系数和排烃系数还有待于更多的科学实验及油气田实际资料来加以完善。

第7节　天然气的成因类型及特征

近二十多年来，随着苏联西西伯利亚北部和欧洲北海南部等大型产气区的发现，人们日益认识到天然气这种洁净优质能源物质是一种极为宝贵的资源，促进了天然气工业和地质研究的发展。天然气与石油，在成因上既有密切联系又有显著区别(见表2-23)。在形成

表 2-23　天然气与石油生成条件的比较

生成条件	石　　油	天　然　气
原始有机质	以低等动物、植物中的类脂化合物、蛋白质、碳水化合物为主	比石油的原始有机质更广泛，除生油原始物质可生气外，高等植物中的木质纤维也可生气。此外，天然气还可有无机来源
生成环境	必须在乏氧的还原或强还原环境中才有利于生油	除还原及强还原环境外，在有氧气存在的弱还原环境也可生成天然气
生成过程 (1)沉积物埋藏初期	温度、压力不够，有机质未成熟，尚不能生成石油	有机质可被细菌分解产生甲烷、二氧化碳和水。即能生成低温甲烷
(2)热催化生油气阶段	在深约1000～4000米左右，地温达到60～150°C时，在热催化作用下，有机质成熟生成大量石油	在此深度和温度范围内，有机质也可生成烃类气体
(3)深变质阶段	在深逾4000～5000米后，温度超过180～250°C，有机质达热变质阶段，几乎不能生成石油	在此超深度条件下，地层温度和压力都超过临界条件，除残留有机质能生成高温甲烷外，液态石油发生热裂解生成气态烃，采到地面即为凝析油

条件上天然气比石油更为广泛、迅速、容易。根据天然气的成因，可将其划分为三大类十二亚类，详见表2-24。考虑到天然气的勘探现状及测试技术，择其主要类型概述如下：

表 2-24 天然气成因类型一览表

类	亚 类	成 因
有机成因气	生物化学气（细菌气）	各种有机质在乏氧细菌的生物化学分解作用下形成的气体。除CO_2、N_2、H_2O、H_2S外，以CH_4为主，属干气
	原油伴生气（湿 气）	干酪根在热降解生成液态石油过程中伴生的气体。以CH_4为主，但含重烃气较多；在地下可呈气顶或溶解状态
	凝析油伴生气（凝析气）	地下温度、压力超过烃类的临界条件，干酪根和石油裂解生成的气体，在地下呈气态，称凝析气；采至地面多数反凝为液态，为凝析油及其伴生气
	腐泥型裂解气（两油型气）	在超高温条件下，腐泥型干酪根及其产物发生强烈的热裂解，生成大量干气与石墨，属变生作用阶段产物
	腐殖型裂解气（属煤型气）	在超高温条件下，腐殖型干酪根及其产物发生强烈的热裂解，生成大量干气与石墨，亦属变生作用阶段的产物
无机成因气	火 山 气	与火山作用有关的气体。包括喷出气、高温气及温泉气
	岩浆岩气	在岩浆岩中，化学作用生成的气体
	变质岩气	在变质岩中，化学作用生成的气体
	宇 宙 气	宇宙空间由核反应、放射性反应及化学反应生成的气体
	无机盐类分解气	沉积岩中无机盐类分解产生的气体。如碳酸盐分解产生的CO_2、硫酸盐还原产生的H_2S等等
混合成因气	大 气	地球大气圈由生物、化学、放射性成因的气体混合物
	冰冻甲烷（气体水合物）	在海洋特定压力及温度下，有机或无机成因的甲烷气体分子天然封闭在水分子扩大晶格中，呈固态

一、无机成因气

地球深部岩浆活动、变质岩和宇宙空间分布的可燃气体，以及岩石无机盐类分解产生的气体，皆属于无机成因气或非生物成因气。它们常沿深大断裂上升至沉积岩内，或不整合覆盖在结晶变质基底突起上的沉积岩中，聚集形成工业气藏。

无机成因气属于干气，以甲烷为主，有时含二氧化碳或氮很多，甚至以它们为主。美国中部大陆本得隆起等气田，氮含量高达80～90%，伴有7～9%的氦，推断这种气体同深源岩浆成因有关；在苏联科拉半岛钻入超基性岩体中的井内，发现含氮量20～40%、含氦量0.6～3.7%的天然气，从这种天然气的地质产状及氮-氦组合来看均表明是岩浆成因特征。近年来，在东太平洋洋隆热液喷出口和加勒比海深大断裂喷涌出大量甲烷气。对前者喷出的甲烷及其伴生气体研究表明，甲烷碳同位素值介于－17.6～－15.0‰之间，氦同位素$^3He/^4He$相当于$8R_A$，（R_A为空气中的$^3He/^4He$比值，约为1.4×10^{-6}）；地幔气和宇宙气中$^3He/^4He$约为（8～30）R_A。所以，现在常将$\delta^{13}C_{C_1}\geq-20‰$、$^3He/^4He\geq8R_A$作为

无机成因气的主要标志。

以二氧化碳为主的可燃气，常与碳酸盐岩无机盐类热分解或岩浆成因有关。我国东营凹陷平方王油田下第三系所产天然气，二氧化碳含量达63～66％ 系喜马拉雅期玄武岩与石灰岩接触后碳酸钙的热分解所致；匈牙利潘农盆地米哈伊气田，不整合直覆在结晶基岩之上的第三系砂层，产出天然气含CO_2 95％、CH_4 4.5％，可能来自结晶基岩深处。从现代火山气体分析资料表明，二氧化碳含量占第二位，仅次于水蒸气。根据二氧化碳碳同位素分析，可以大致鉴别二氧化碳气的成因类型：碳酸盐岩无机盐分解形成的，$\delta^{13}C_{CO_2}$值在零左右，介于+5～-5‰之间；火山岩浆来源的，$\delta^{13}C_{CO_2}<-5\sim-7‰$；有机成因的，$\delta^{13}C_{CO_2}<-20‰$。

应该指出：早在十九世纪就有俄国学者提出无机成因气的证据，但因形成的气藏很少，一直未被人们重视；近二十年来，随着板块构造理论的兴起，天然气深源无机成因说愈益引起注意，最近报导在瑞典斯德哥尔摩以北不可能存在天然气田的地盾上钻了一口试验井，开始冒出“大量”氢气和氦气，被认为是天然气来自地壳深处的有力证据。

二、生物化学气

在低温（<75℃）还原环境下，微生物对有机质进行生物化学降解的气态产物，称为生物化学气或细菌气。美国斯温（F.M.Swain，1972）称为沼气，赖斯和克雷普尔（D.D.Rice &G.E.ClayPool，1981）[76]称为生物成因气。这两个术语均有缺点：前者易使人误认为局限于沼泽气或人工沼气，显著降低了这类气体的重要性；后者含意太广，所有有机成因的气体，均应包括在生物成因气内。因此，为了确切反映成因特征，建议将这类天然气称为生物化学气或细菌气为宜。

过去，生物化学气长期被忽视，以为它们只能形成浅层小型气藏。60年代以来，在苏联西西伯利亚北部白垩系砂岩中，发现了一系列特大气田和大气田，经甲烷碳同位素鉴定确认为生物化学气，形成了目前世界上最大的产气区；后来，在意大利、加拿大、美国和日本也发现了生物化学气大气田。现在，已发现生物化学气的储量达15.5×10^{12}米^3，约占世界天然气总储量8[illegible]5$\times10^{12}$米^{3}的20％，其中80％集中在西西伯利亚。这种气藏埋藏深度浅，一般在1500米 内，易于钻探，经济效益高，应该引起人们足够的重视。

根据现代海洋沉积研究，在有机质形成甲烷的过程中，微生物的生物化学作用包括呼吸作用和发酵作用[76]。

呼吸作用可分喜氧呼吸和厌氧呼吸。当存在游离氧的条件下，喜氧细菌繁殖，消耗完游离氧，进入厌氧环境，喜氧细菌死亡，厌氧细菌将硫酸盐还原为硫化物或元素硫，喜氧呼吸被厌氧呼吸所代替；当硫酸盐几乎全部被还原后，进入了缺硫酸盐的碳酸盐还原带，在严格的还原环境中，微生物发酵及合成作用加强，复杂的不溶有机质经酶的发酵变为可溶有机质，陆续经产酸菌和产甲烷菌的作用，将H_2与CO_2合成为甲烷，生成甲烷的速率显著加快。

所以，生物化学气大量形成的条件可归纳如下：

1.拥有丰富的原始有机质，这是产生大量甲烷的物质基础。

2.严格的缺游离氧、缺硫酸盐环境，这是厌氧的甲烷菌群繁殖的必要条件。

3.地温低于75℃，甲烷菌才能大量繁殖，且随温度升高甲烷产率增多；但当温度超过

75℃时，甲烷菌大量死亡，不利于甲烷气的生成。

4.最适合甲烷菌繁殖的pH值为6.5～7.5，中性为宜；否则甲烷菌难以繁殖乃至中毒，停止发酵。

在陆相淡水湖泊中，水介质含盐量低，缺乏硫酸盐类矿物，甲烷在浅处即可形成，但是埋藏太浅，甲烷易于逸散或遭氧化，难以形成工业价值的生物化学气气藏。

在半咸水和咸水湖泊中，有利于有机质保存下来，并且可以抑制甲烷菌过早繁殖。直到埋藏到一定深度，有机质分解，使PH值降至6.5～7.5时，甲烷菌大量繁殖，生成的甲烷易于保存聚集成气藏。柴达木盆地第四系盐湖气田的形成就是实例。

生物化学气的化学成分是以甲烷为主，重烃气含量<2%，干燥系数（C_1/C_{2+}）在数百以上，属于干气；它的典型特征是含很轻的同位素，一般$\delta^{13}C_{C_1}<-55\sim-85‰$，这项参数可作为鉴别生物化学气的良好标志。

在含油气盆地和含煤盆地中，常有生物化学气气藏，埋藏深度浅，多数不到1500米，少数可达2000米。这类气藏多分布在第四系至白垩系中，从探明储量计，白垩系最多、第三系次之、第四系规模较小。个别生物化学气气藏时代较老，如美国阿巴拉契亚盆地，在泥盆系中发现了这类气藏。

现将国外生物化学气探明储量的主要分布特征综合列入下表（表2-25）[86]：

表 2-25 国外生物化学气储量的主要分布（据B.P.Tissot，1984修改）

	苏联	加拿大	意大利	美国	
	西西伯利亚	阿尔伯塔	波河谷	大平原北部	墨西哥湾
产层时代	白垩纪	白垩纪	上新世	白垩纪	更新世
埋藏深度（米）	700～1300	300～1000	1200～3000	120～840	460～2800
甲烷含量（%）	>98	>99	>97	>97	>97
$\delta^{13}C_{C_1}$（‰）	-68～-58	-68～-60	-76～-55	-72～-55	-69～-55
估计储量（10^{12}米³）	11	0.4	0.4	?	0.3

我国含油气盆地及含煤盆地甚多，生物化学气资源分布可能甚广，在各大型沉积盆地的浅层未成熟带，应该注意发现生物化学气气藏，尤其是东海和南海海相上第三系、辽东湾下第三系东营组，Ⅱ型和Ⅲ型干酪根发育，只要具备圈闭条件，发现浅层生物化学气气藏的希望甚大。

三、煤 系 气

凡与煤系有机质（包括煤层和煤系地层中的分散有机质）热演化有关的天然气，都称为煤系气。在国内尚流行煤成气、煤型气、煤田气等术语，各人理解不同。为了首先考虑术语的科学涵义，又照顾人们实用方便，建议将这些名词定义如下：在煤矿开采过程

中所遇见的矿井瓦斯，称为煤田气；煤层在煤化过程中所生成的天然气，称为煤成气；煤系地层中分散有机质在热演化过程中所生成的天然气，称为煤型气（可与油型气对应，详见后述）。上述煤田气、煤成气、煤型气的总称，就是煤系气。

在石油及天然气地质学上讨论的是指煤系地层内、外储集层中能聚集成气藏的天然气，显然包括煤型气和煤成气，所以宜用煤系气以概括之。

1959年在荷兰北部发现格罗宁根大气田，并在查明了二叠系赤底统风成砂岩中巨大天然气聚集的气源来自中石炭统煤系地层以后，煤系气开始被人们所重视；后来，在附近北海盆地南部发现十几个大气田，探明总储量逾4.5×10^{12}米^3，成为世界第二大产气区。因此，现在苏、美、澳等等许多国家普遍注意在含煤盆地中寻找煤系气气藏。

煤系气的原始有机质，与煤类似，主要来自各种门类的植物遗体，以陆生高等植物为主，低等植物占次要地位。其有机组成主要是碳水化合物及木质素。这些植物遗体，如果是在沼泽、内陆浅水湖盆及海盆边缘大量堆积，几乎没有矿物质参加，在氧气有限进入的条件下，随着埋深的增加，经泥炭化及煤化作用，可演变成不同煤阶的煤；如果这些植物遗体呈分散状态伴随矿物质一起沉积下来，随着埋深的增加，经成岩作用形成腐殖型（Ⅲ型）干酪根，在地温热力作用下，裂解为煤型气，这个演化过程同第2节油气生成现代模式所述类似，此处不再赘述。主要差别在于煤层或腐殖型干酪根在化学成分及结构上有显著特点，以含带许多烷基侧链和含氧官能团的缩合多核芳香烃为主，所以，在热演化过程中以产气态烃为主。

煤系气亦属干气，以甲烷为主，重烃气含量多小于5％，至高成熟阶段含量极少；有时含适量的二氧化碳和氮，若含量过高则可能同外来气体混合有关，如澳大利亚库珀盆地以产煤系气闻名，但木姆巴气田所产天然气甲烷含量只有66％，含二氧化碳高达33.3％，经里格比等（D.Rigby et al.，1981）研究，认为二氧化碳高含量可能系岩浆气混入所致。

在煤系气的甲烷碳同位素组成上，富含C^{13}，因而$\delta^{13}C_{c1}$值较大，一般≥－28～－42‰，多数＞－35‰。东濮凹陷下第三系沙四段气藏的天然气来自下伏石炭-二叠系煤系，甲烷碳同位素值为－28‰，甲烷含量大于95％，如文留气田；陕甘宁盆地二叠系产出的煤系气，$\delta^{13}C_{c1}$为－35‰。由于煤在煤化过程中能吸附自然界的汞，当温度处于100～200°C时汞能汽化，所以，煤系气常含汞蒸气，一般含量超过700毫微克/米^3，多数大于1000毫微克/米^3，中欧盆地的煤系气含汞量可高达180000～400000毫微克/米^3 [17]。

由于地壳上含煤盆地分布甚广，世界煤炭可采储量约为10^{13}吨左右，腐殖型干酪根的分布更广；我国煤炭储量可达5×10^{12}吨，富含腐殖型有机质的陆相地层在中、新生代尤为发育。因此，煤系气资源无论在世界或是在我国都会非常丰富。据报导，在煤炭资源极丰的德意志联邦共和国，探明的煤系气储量占天然气总储量的93％。可以预测，煤系气气藏必将成为我国天然气勘探的重要对象之一。

四、油 型 气

与成油有关的干酪根在热演化过程中达到成熟、高成熟及过成熟阶段所生成的天然气，统称为油型气。按热演化程度，可以划分为石油伴生气（湿气）、凝析油伴生气及腐泥型裂解气。

在第2节油气生成现代模式中，已概述了各种油型气的形成过程。它包括两个演化方

向：一为干酪根热降解为石油，在地温继续增加的条件下，石油可以裂解为气态烃；另一方向是干酪根热解直接生成气态烃。这两个方向都可以形成油型气。哈伍德（R.J.Harwood，1977）在实验室250～450°C条件下对美国西得克萨斯二叠系切里谷（Cherry Canyon）生油岩干酪根进行了热解分析，发现当干酪根碳含量为77～85％时，出现石油生成高峰，相当于H/C原子比为1.2～0.8；当碳含量增至85～89％时，H/C原子比介于0.8～0.4之间，出现生气高峰。图2-49为同一样品烃气最大生成量与干酪根原始H/C原子比的关系图，H/C在1以上的大多数干酪根（生油干酪根）的生气量（A点）相当于H/C在0.8以下的干酪根（生气干酪根）生气量（B点）的两倍，二者之差是由于前者增加了先前生成的石油裂解而成的气。

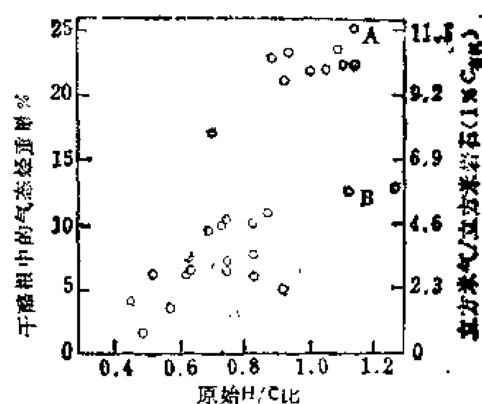


图 2-49 最大生气量与生油、生干气酪根H/C原子比关系图

（据R. J. Harwood，1977）

A—由干酪根生成的气加生油干酪根生成石油再裂解的气；

B—同一样品仅从干酪根生成的气

干酪根在热演化过程中，同时存在放氢的芳香烃缩合作用与加氢的正烷烃歧化作用（图2-50）。前者从低分子的非逐渐缩合稠化为多核稠环芳香烃，直到石墨，放出大量氢；氢能用于后者形成C_5和C_{12}正烷烃，进一步裂解为C_3、C_5和C_6正烷烃，最终产物是甲烷、乙烷和丙烷。

所以，在地层条件下，石油及天然气生成后，一直处于地温加热状态下，这种温度使烃类缓慢而持续地向稳定状态改变其分子结构。烃类分子最稳定的异构体是那些带有最低自由能的分子。由图2-51可知，在1大气压下，随温度的升高，按自由能（千卡/碳原子）表示各种烃类的热稳定性。零线代表元素碳和氢的自由能；正烷烃的自由能随碳数增加而增大，甲烷的自由能最低，因而最稳定；碳数相同的烃类的自由能，烯烃＞环烷烃＞正烷烃，烯烃最不稳定；芳香烃在低中温（＜250～300°C）时，自由能超过环烷烃和正烷烃，而在高温条件下则相反，所以，在极高温条件下，芳香烃高度缩合，是最稳定的。

在较大的压力下，各种烃类自由能的相对差别基本相同，只是绝对值略有变化而已。

由于油气藏一般是处在低温条件下，其中油气的演化应该服从上述低中温状态下的规律，即碳数相同的烃类自由能，芳香烃＞环烷烃＞正烷烃；换言之，正烷烃稳定，环烷烃次之，芳香烃最差。所以，随着热演化程度的增高，干酪根降解为石油，所生成的油型气的演化方向是石油伴生气→凝析油伴生气→腐泥型裂解气（干气甲烷），另外还剩下高度碳化的石墨。

各种油型气是在干酪根热降解和热裂解作用下形成的，因而其化学成分也随热演化程度不同而异。石油伴生气和凝析油伴生气的共同特点是重烃气含量高，一般超过5％，凝析油伴生气可达20～25％，石油伴生气高者可达40～50％，甚至超过甲烷含量；$i\text{-}C_4/n\text{-}C_4$比值明显小于1，进入生油窗可降至0.7～0.8（据Y.Héroux等，1979）；甲烷碳同位素含量介于－55～－40‰，石油伴生气偏轻，约为－55～－45‰，凝析油伴生气偏重，约－50～－40‰。过成熟的腐泥型裂解气属干气，以甲烷为主，重烃气极少，＜1～2％；甲烷碳同位素≥－35～－40‰。

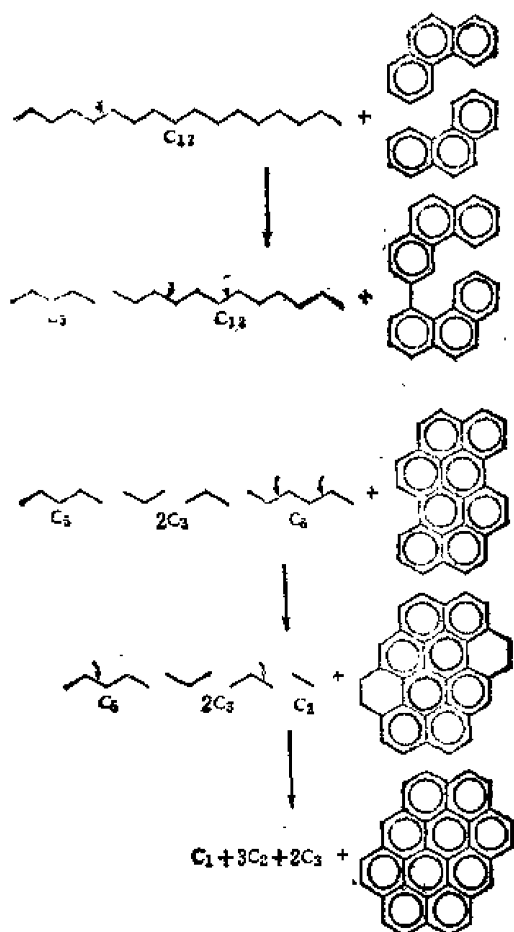


图 2-50 石油热演化的缩合作用与歧化作用（据J.Connan等，1975）

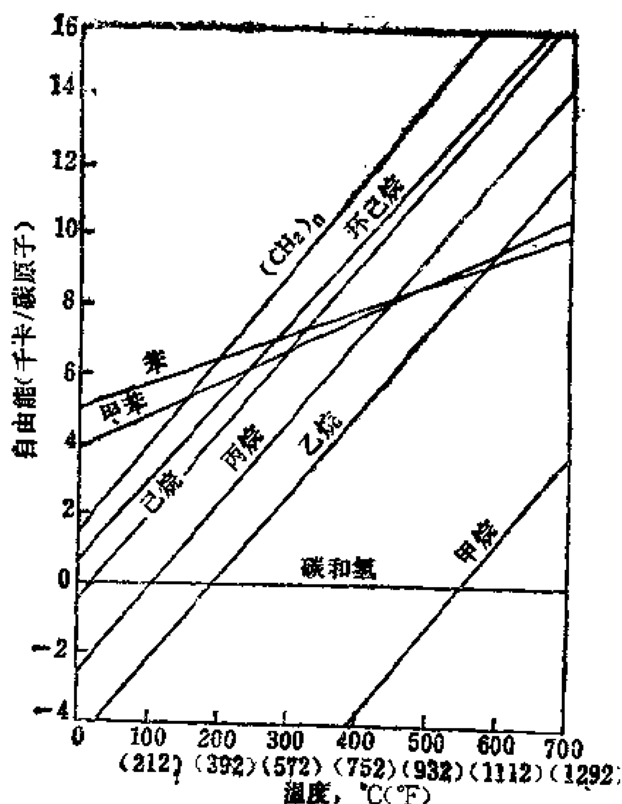


图 2-51 随温度升高，各种烃类的热稳定性（据J.M.Hunt，1979）

油型气分布甚广，在含油气盆地中只要发现了油藏，都有可能找到数量不等的油型气。但是，在不同含油气盆地不同时代的生油气层中，由于热成熟度不同，会出现不同类型的油型气。在发现油藏的多数含油气盆地中，常见石油伴生气，或呈游离气顶、或呈溶解气状态与油藏伴生，多分布在盆地的中深部，深约1500～3500米，例如渤海湾盆地下第三系发现许多石油伴生气与油藏共生。在某些含油气盆地的超深部或地质时代较老的含油气盆地，进入高成熟或过成熟阶段，则可发现凝析油伴生气或腐泥型裂解气，它们可以形成凝析气藏或纯气藏，多分布在3500～4000米以上的超深部。美国墨西哥湾和二叠盆地，在4500米以上的超深井常见纯气藏和凝析气藏；我国四川盆地海相二叠系和三叠系石灰岩中，发现许多纯气藏和凝析气藏，未见油藏，也可能系进入高成熟或过成熟阶段的结果。我国含油气盆地很多，今后寻找油型气气藏的前景很大。

五、固态气体水合物

属包体化合物的一种特殊范畴，由天然的两种分子合成：客体（一种成分）被包围在主体（另一种成分）内，二者间没有化学键相联接。固态气体水合物，是在特定的压力和温度下，气体分子天然地被封闭在水分子的扩大晶格中，呈固态的结晶化合物，也叫冰冻甲烷。自从本世纪60年代在苏联西西伯利亚北极气田中发现冰冻甲烷，特别是发现天然气

气体分子的长度 10^{-10}m	分子比 CH_4/H_2O
4	
CH_4；H_2S	8/46 ($CH_4 \cdot 5.75H_2O$)
CO_2	
5	
C_2H_6	6/46 ($C_2H_6 \cdot 7.66H_2O$)
6	
C_3H_8；i-C_4H_{10}	8/136 ($C_3H_8 \cdot 17H_2O$)
7	

图 2-52　气体水合物中的气体分子和气/水分子比率关系图(据J.M.Hunt, 1979)

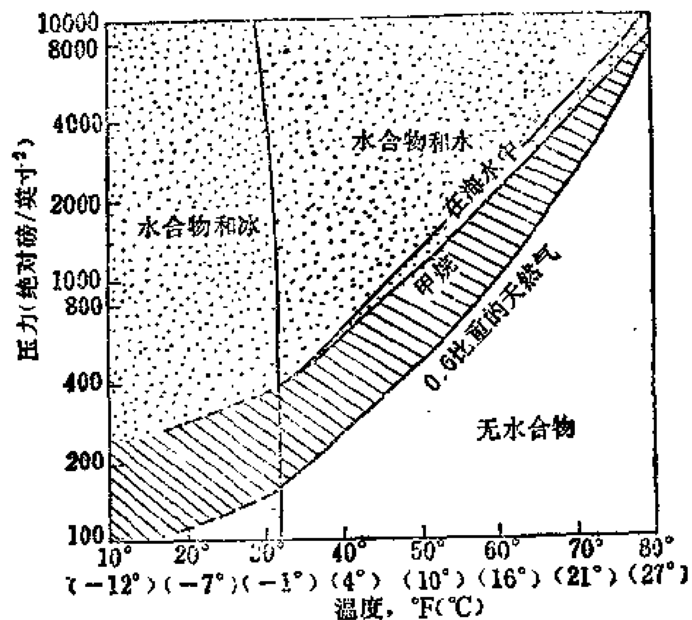


图 2-53　气体水合物的压力—温度图解(据D.L.Katz等, 1959)

总储量高达4×10^{11}米³（其中气体水合物占54%）的梅索雅卡大气田后，更加引起了人们的重视，开始研究它的结构和成因。

根据晶格空洞的大小，可将气体水合物的结晶形式区分为两类单位晶格结构（图2-52）[7]：

结构Ⅰ水合物：每个单位晶格含46个水分子，能容纳直径小于5.8Å的客体分子8个，理想化学分子式为$X\cdot5.75H_2O$，X为客体分子，CH_4、H_2S、C_2H_6、CO_2、N_2等气体适合于这种结构。

结构Ⅱ水合物：每个单位晶格含136个水分子，能容纳直径不超过6.7Å的客体分子8个，理想化学分子式为$X\cdot17H_2O$，C_3H_8和i-C_4H_{10}适合于这种结构。

n-C_4H_{10}和C_5H_{12}等因分子直径太大，不能形成气体水合物。

气体水合物的形成同压力、温度有密切关系。图2-53表示甲烷和0.6比重天然气的压力—温度图解，水合物由于压力加大而形成、温度升高而分解。若比较甲烷水合物与混有CH_4、C_2H_6、C_3H_8、i-C_4H_{10}、CO_2、H_2S等混合气水合物时：在4.4°C时，形成甲烷水合物需压力600绝对磅/英寸²，0.6比重混合气水合物则需250绝对磅/英寸²。在标准温度压力下，每立方米水合物约含60～172米³甲烷，所以比游离态能储集更多的气体。

气体水合物的形成要求压力随温度线性升高而呈对数地增加（图2-53），因而在大多数沉积盆地中，压力增加的幅度都远远无法满足这个要求，水合物在21～27°C温度下都将分解，因而形成水合物的深度下限约在1524米。

卡兹（D.L.Katz, 1971）提出一幅温度—深度曲线来预测气体水合物出现的深度（图2-54）。图中表示甲烷和0.6比重天然气的水合物曲线，假设每英尺深度增加0.435磅英寸²静压；图上画了辛普森角、普鲁德霍湾及梅索雅卡气田的温度资料。阴影部分代表气体水合物形成的深度及厚度：在辛普森角地温梯度大，形成的气体水合物带甚薄，甲烷水合物厚仅100米左右，0.6比重天然气水合物厚579米；普鲁德霍湾甲烷水合物深度在

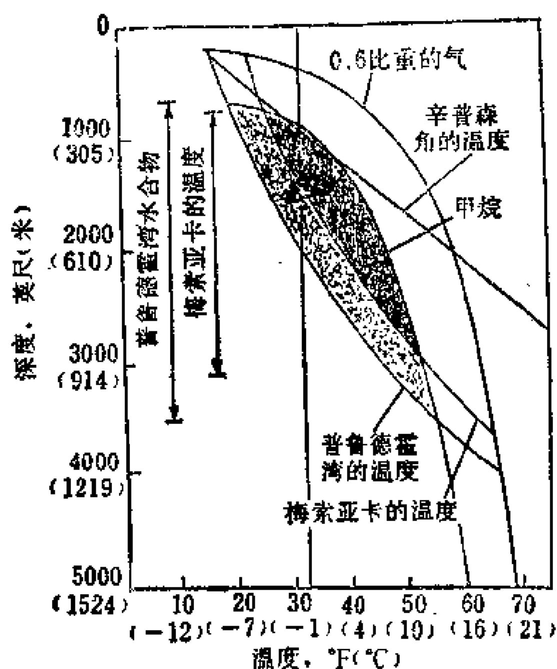


图 2-54　预测天然气水合物深度和厚度的深度—温度曲线(据D.L.Katz, 1971)

213～1067米，比重0.6天然气可延至1219米；梅索雅卡气田实测水合物深在350～870米范围内，比计算深度略浅。

在地震勘探及录井、测井过程中易于识别气体水合物。天然气水合物在地震反射剖面上易呈现与洋底平行而与地层层理斜交的连续等深面，地震传播速度由1.85公里/秒增至2.69公里/秒(据R.D.Stoll等，1971)；如果水合物层之下为游离气气藏，则地震传播速度由近3公里/秒骤减至0.5～0.2公里/秒，形成亮点。深海钻探计划（DSDP）钻遇气体水合物时，发现钻时剧增，由<1秒/米增至5～6秒/米。英国石油公司在麦肯齐三角洲钻遇气体水合物时，发现泥浆气读数显著增大、声波测井速度增加、双感应横向测井显示高电阻率。

气体水合物多分布在气温较低的极地和冻土带，特别是在气温低而水深大的高压低温水体中，例如在北冰洋分布在水深>335米、亚热带>610米的洋底沉积物中。苏联学者估计西西伯利亚气体水合物中的天然气储量可达15×10^{12}米^3；1980年美国深海钻井船在墨西哥及中美洲附近的太平洋中发现广泛分布着气体水合物，并取得冰冻甲烷岩芯；南极洲是一个冰盖极厚（2000～5000米)的新领域，其下可形成1000～2000米气体水合物，可能拥有巨大的天然气资源，尚待证实。总之，气体水合物不但本身含大量天然气资源，而且固态气体水合物还可充当良好盖层，保护下伏油气藏。

六、天然气的识别标志

由上可知：自然界天然气分布很广，成因类型繁多，热演化程度不同，其地球化学特征各式各样，欲寻求统一的标准来识别各种不同类型的天然气，目前尚难做到。现综合国内外大量文献资料，按主要成因类型分述识别标志如下：

(一)无机成因气

1.地质产状：常分布在岩浆岩、变质岩，以及与深大断裂有关或不整合直覆于结晶变质基底之上的沉积岩中。总之，这类天然气的来源，不论其分布状况如何，都直接或间接同岩浆活动有关。

2.地球化学标志：$\delta^{13}C_{C_1}\geqslant-20‰$，$^3He/^4He\geqslant8R_A$。这两项指标是识别多数无机成因气的较可靠标志，例如地幔气和宇宙气中，$^3He/^4He\geqslant(8\sim30)R_A$。

岩浆成因气体中，常含氮和氦较多，两种元素相伴出现，N_2>20～40%、He>0.6～3.7%者，可视为无机成因气，在北美中部大陆有些产自上古生界或中生界的天然气，含氮量高达80～90%、含氦量达2～8.6%，应视为无机成因气。

有些天然气含二氧化碳很多，可用测定二氧化碳碳同位素值来鉴别：$\delta^{13}C_{CO_2}<-5\sim$

$-7‰$，火山来源；$\delta^{13}C_{CO_2}$介于$+5\sim-5‰$之间，来自碳酸盐岩无机盐类分解；$\delta^{13}C_{CO_2}<-20‰$常与有机成因有关。

(二)生物化学气

1.地质产状：多产自浅层未成熟带，埋藏深度<1500米，$R_o<0.5\%$，各类有机质均可变成，但以混合型、腐殖型有机质为主。

2.地球化学标志：甲烷为主，一般>95%，高者可达98~99%；重烃气极少，一般<0.2%，个别达1~2%；因此干燥系数（C_1/C_{2+}）大于100，有的高达数百或上千，如西西伯利亚若干特大气田，干燥系数可达300~980；柴达木盆地盐湖气田高达1000~2800。

甲烷碳同位素是鉴别生物化学气的良好标志，富集轻质同位素^{12}C，所以$\delta^{13}C_{C_1}<-55\sim-85‰$，最低可达$-100‰$；甲烷氢同位素也有助于识别生物化学成因气，$\delta D_{C_1}$介于$-250\sim-150‰$，且可区分陆相与海相生物化学气，前者$\delta D_{C_1}-250\sim-200‰$，后者为$-200\sim-150‰$。

(三)煤系气

1.地质产状：分布在含煤盆地和煤系地层发育的沉积盆地中，属Ⅲ型干酪根，高成熟至过成熟阶段产物，$R_o=1.2\sim4.0\%$。

2.地球化学标志：重烃气含量一般<5%，个别在成熟阶段可达10%；有时含二氧化碳和氮，若含量过高则可能与无机成因气的混入有关。

甲烷碳同位素值偏重，$\delta^{13}C_{C_1}\geqslant-20\sim-38‰$，多数>$-35‰$。甲烷碳同位素与有机质类型及热成熟度有密切关系，对煤系气而言

$$\delta^{13}C_{C_1}\approx14\log R_o-28$$

北美煤系气

$$\delta^{13}C_{C_1}\approx15\log R_o-35$$

不同区域煤系气在成熟度相同时，$\delta^{13}C_{C_1}$值存在7‰的差别。在煤系气中，乙烷碳同位素也偏重，$\delta^{13}C_{C_2}$介于$-20\sim-25‰$；甲烷氢同位素有助于鉴别过成熟阶段的裂解气，$\delta D_{C_1}-150\sim-130‰$。

此外，汞蒸气>700~1000毫微克/米^{3}也是鉴别煤系气的一项有用指标。

(四)油型气

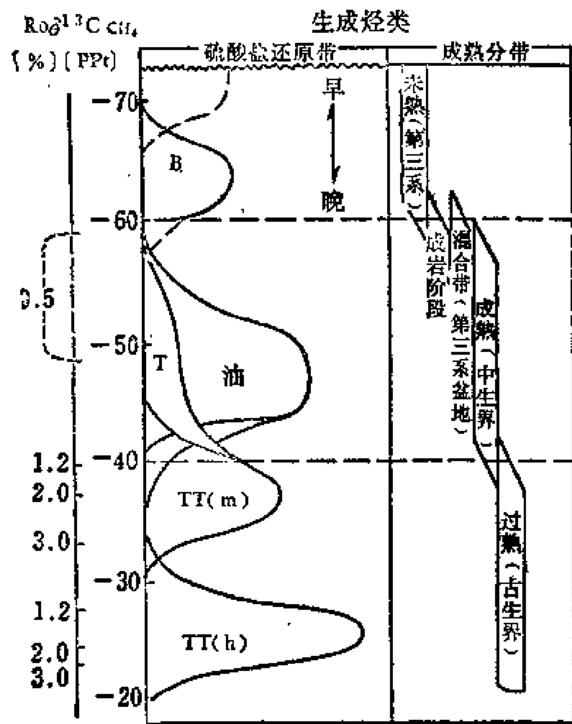
1.地质产状：分布在含油气盆地中，常与油藏伴生或相邻，以Ⅱ、Ⅰ型干酪根为主，在成因上与石油有密切关系，属成熟至过成熟阶段产物，$R_o=0.5\sim4.0\%$，在不同热演化阶段，依次形成石油伴生气、凝析油伴生气和腐泥型裂解气。试油时常常油气同出。

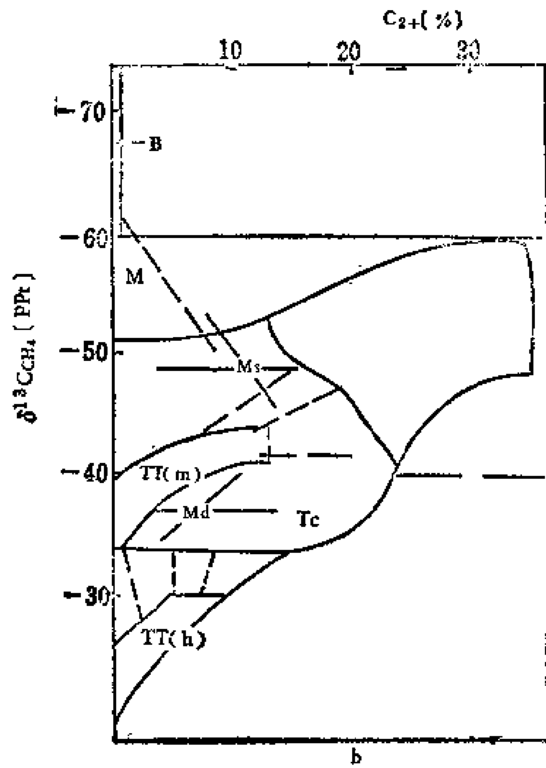
2.地球化学标志：石油伴生气（湿气）$R_o=0.5\sim1.2\%$；重烃气含量>5%，高者可达40~50%，甚至超过甲烷；干燥系数最小，约为4~10；$\delta^{13}C_{C_1}$介于$-55\sim-45‰$，$\delta^{13}C_{C_2}-45\sim-30‰$，$\delta D_{C_1}-300\sim-180‰$。

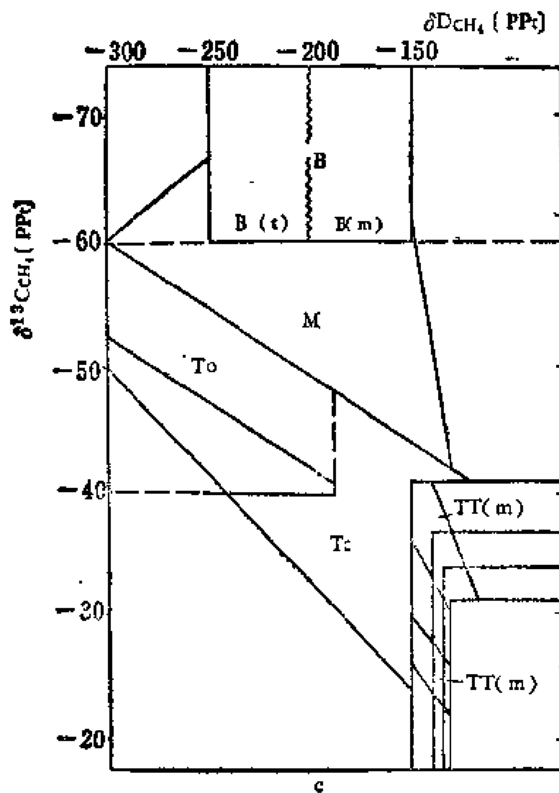
凝析油伴生气（凝析气）$R_o=1.0\sim2.0\%$；重烃气含量>5%，高者达20~25%；干燥系数10~20；$\delta^{13}C_{C_1}-50\sim-40‰$，$\delta^{13}C_{C_2}-45\sim-30‰$，$\delta D_{C_1}-250\sim-150‰$，$\delta D_{C_1}=-150‰$相当于生油窗终点。

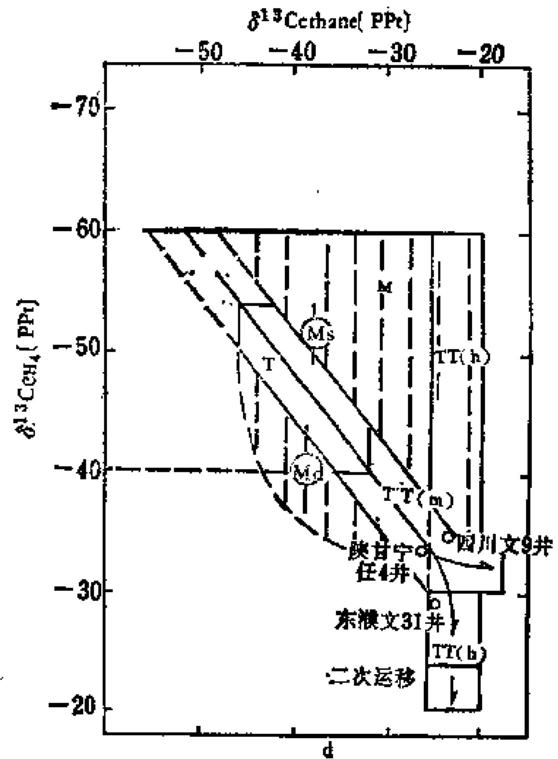
异丁烷与正丁烷的比值是鉴别油型气的一项有用指标，在未熟-刚熟的油型气中，$i\text{-}C_4/n\text{-}C_4>1$，进入生油窗降至0.7~0.8，随成熟度的增高而连续降低，但不随地质年龄而降低（据Y. Heroux等，1979）。

腐泥型裂解气$R_o=1.2\sim4.0\%$；重烃气含量<15%，干燥系数20~100；$\delta^{13}C_{C_1}\geqslant-45$









图例　B 生物化学气　B(m) 生物化学气（海相）　B(t) 生物化学气（陆相）　油 石油　T 伴生气　To 石油伴生气

Tc 凝析油伴生气　TT(m) 腐泥型裂解气　TT(h) 腐殖型裂解气　M 混合气　Ms 向浅处运移　Md 向深处运移

～$-30‰$，Ⅱ、Ⅰ型干酪根腐泥型裂解气的$\delta^{13}C_{C_1}$随成熟度的增大而增加

$$\delta^{13}C_{C_1} \approx 17\log R_o - 42$$

腐泥型裂解气中$\delta^{13}C_{C_2}$ -45～$-28‰$，δD_{C_1} -150～$-130‰$。

（五）固态气体水合物

多分布在低温高压带，根据地震传播速度偏大、声波测井速度偏大，冰冻甲烷岩芯，均可加以识别。

综上所述，无机成因气、生物化学气、煤系气、油型气与气体水合物等主要类型，均可根据地质产状和地球化学标志加以鉴别。近几年来，为了更好地区分各种有机成因气，联邦德国学者马丁·肖尔（M.Schoell，1983）研究了世界若干含油气盆地及含煤盆地的天然气后，提出根据甲烷碳同位素（$\delta^{13}C_{C_1}$）、乙烷碳同位素（$\delta^{13}C_{C_2}$）、甲烷氢同位素（δD_{C_1}）及重烃气含量（C_{2+}）四项指标划分有机成因气的各种亚类，综合遍布于全世界的500多个样品的分析资料，作出了有机成因气的系列图解，包括四幅图（图2-55）[77]：

1.有机质成熟度与油气生成的关系（图2-55a）：表明天然气中甲烷碳同位素取决于有机质类型及成熟度。图中伴生气起源于石油裂解，深部干气则与干酪根和石油的裂解有关。

2.天然气重烃气含量与甲烷碳同位素含量的关系（图2-55b）：图中M_s及M_d分别表示向浅处和深处运移造成的成分变化，气体运移主要影响重烃气浓度，气态烃的同位素性质基本保持不变；而成熟作用及混合作用则对重烃气含量及甲烷碳同位素含量都有影响。

3.天然气甲烷碳同位素含量与氢同位素含量的关系（图2-55c）：明确区分开生物化学气（B）、伴生气（T_O、T_C）热裂解气（TT）等三种成因类型气体以及混合气（M）的范围；并可根据氢同位素鉴别海相与陆相有机质生成的生物化学气。

4.天然气甲烷碳同位素含量与乙烷碳同位素含量的关系(图2-55d)：伴生气中存在下列关系：$\delta^{13}C_{C_2} \approx \delta^{13}C_{C_1} + 8‰$或$^{13}C_{C_2}$比$^{13}C_{C_1}$富5～10‰。图中弯曲的混合轨迹表示深处运移引起的同位素变化，由于深处甲烷碳同位素正值增加，混合造成$\delta^{13}C_{C_1}/\delta^{13}C_{C_2}$的关系发生变化；浅处生物化学气混合，由于其中重烃气浓度极微，因而只造成甲烷碳同位素的变化。

这套图解除可进行有机成因气的成因分类外，尚可用来研究天然气的次生作用（如运移作用、成熟作用、混合作用等）及气体母质来源。在美国加利福尼亚湾、德国南部磨拉

图 2-55 有机成因气的成因类型图解
（据M.Schoell，1983）

图中符号含义如下：

B——生物化学气或细菌气（未成熟干气）

　　$B_{(t)}$——陆相生物化学气

　　$B_{(m)}$——海相生物化学气

T——伴生气

　　T_O——原油伴生气（湿气）

　　T_C——凝析油伴生气（凝析气）

TT——热裂解气（过成熟干气）

　　$TT_{(m)}$——腐泥型裂解气，多属油型气

　　$TT_{(h)}$——腐殖型裂解气，多属煤系气

M——混合气

　　M_s——伴生气向浅处生物化学气运移混合

　　M_d——伴生气向深处裂解气运移混合

箭头——运移方向

石盆地、奥地利维也纳盆地及意大利波河盆地，应用这套图解研究天然气的成因类型获得了良好效果[77][66]；近年来，我们用于分析京津地区廊固凹陷天然气的成因类型也取得了令人满意的结果，它有助于指出各种类型天然气的勘探方向。

第 8节 油气成因问题的研究现状及今后展望

前已述及，油气成因问题是自然科学领域和石油地质学界争论最激烈的问题之一。从十八世纪至十九世纪中叶，就形成了古典无机生成假说（如碳化物说、宇宙说等）与古典有机生成假说（如动物说、植物说等）两大学派之间的激烈争论。无机生成学派根据实验室内由无机物制成甲烷、乙烷、乙炔及苯等类碳氢化合物，认为石油及天然气是由无机物变成的。在石油无机生成假说中，著名的有碳化物说、宇宙说及岩浆说，现简介如下：

一、碳 化 物 说

公元1876年由俄国著名化学家Д.И.门捷列夫创立。在地球内部水与重金属碳化物相互作用，可以产生碳氢化合物：



$$3Fe_mC_n + 4mH_2O \longrightarrow mFe_3O_4 + C_{3n}H_{8m}$$

他认为在地球形成时期，温度很高，使碳和铁变为液态，互相作用而成碳化铁。由于它们比重较大，就保存在地球深处。后来，地表水沿地壳裂隙向下渗透，与碳化铁作用产生碳氢化合物，后者又沿着裂隙上升到地壳的冷却部分。有些碳氢化合物浸透了岩石，形成油页岩、藻煤及其他含沥青岩石；有些碳氢化合物在地表附近受到氧化，形成地沥青等产物；假如碳氢化合物上升到地壳比较冷却的部分，冷凝下来形成石油，并在孔隙性岩层中聚集而成油藏。

门捷列夫还指出：在“山脊”上升时期是地球成油最有利的时期，因为这时容易造成裂隙，成为地表水向下渗透和油气向上运移的通道，他以大多数地表油气显示和油田都位于山脊附近的事实来论证自己的观点。

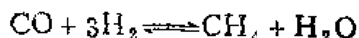
二、宇 宙 说

俄国学者B.Д.索可洛夫于公元1889年10月3日在莫斯科自然科学研究者协会年会上首次提出的。当时天文学获得了巨大成就，光谱分析证明慧星头部气圈中含有碳氢化合物，在其他行星（如木星、土星、天王星、海王星）大气中也含有碳氢化合物，有的直接存在着甲烷气体。

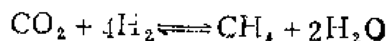
宇宙说主张在地球呈熔融状态时，碳氢化合物就包含在它的气圈中；随着地球冷凝，碳氢化合物被冷凝岩浆吸收；最后，它们凝结于地壳中而成石油。宇宙说的基本论点概述如下：

(1)在天体中碳和氢的储量很大，因此同样可以假设这些元素在地球上也很丰富。

(2)由碳、氢合成碳氢化合物是出现在天体发展的早期阶段，例如在温度≤1000°C时，甲烷可按下列方式生成：



$$CO + 3H_2 \rightleftharpoons CH_4 + H_2O$$



$$CO_2 + 4H_2 \rightleftharpoons CH_4 + 2H_2O$$

（3）同其他天体一样，地球上形成的碳氢化合物后来为岩浆所吸收。

（4）当岩浆进一步冷却和紧缩时，包含在其中的碳氢化合物就沿断裂或裂隙分离出来。

由于碳化物说和宇宙说所依据的由无机物制成简单碳氢化合物的实验，至今未找到任何实地证据说明在自然界也发生过这样的过程，相反却找到越来越多的有机生成证据。所以，二十世纪以来，上述古典的石油无机生成假说逐渐被人们忘记了，但是，至二十世纪五十年代，苏联地质界又兴起了无机生成思潮。

三、岩 浆 说

公元1949年10月3日，在发表宇宙说六十周年纪念日的同一讲坛上，苏联H.A.库得梁采夫提出了石油起源岩浆说，并且强调要发扬几乎被遗忘了的宇宙说。于是，又引起了石油成因两大学派的激烈论争。

库得梁采夫首先提到在许多天体上存在碳氢化合物、泥火山重复喷发、在所谓生油岩之下的岩浆岩和变质岩中形成和存在油气藏、……等都是无机生成说的论据。他认为石油的生成是同基性岩浆冷却时碳氢化合物的合成有关。这个过程是在高压条件下完成的，因而可以促使不饱和碳氢化合物聚合而成饱和碳氢化合物。

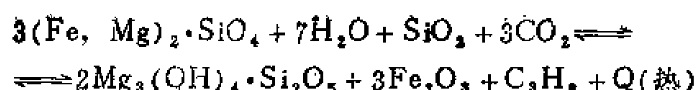
他还指出：因为岩浆中形成石油的过程在不断进行着，古老的油气通过扩散作用早已逸散消失，所以，所有的油藏，包括寒武系中的油藏，都是年青的油藏。并且，依靠石油才在地球上产生了生物，石油中含有生物所需要的一切化学元素，因此，石油不是来自有机物质，恰好相反，有机物质却是来源于石油。他还发表了进一步研究岩浆说的提纲。

近十多年来，随着板块构造理论的兴起，石油及天然气无机生成假说又有新的进展。美国燃气研究所和瑞典国家电力局在斯德哥尔摩以北150英里处联合钻进了一口井，耗资两千万美元，目的是在这块多数地质学家都认为没有油气远景的地方，证实康奈尔大学天文学家马思·戈尔德提出的石油和天然气来自地球内部深处的无机生成理论。在这口试验井里，已发现大量氢气与氦气的混合气，而不是甲烷。戈尔德认为这些气体的性质有力地证明了天然气是从地壳深处上来的无机成因理论（据美国《波士顿环球报》1987年6月5日报导）。现在在美欧等国纷纷在褶皱带前缘深大断裂发育带寻找推覆体构造钻探油气，正是这种理论再度兴起的结果。

在苏联地质界又出现石油高温生成说（Э.Б.Чекалюк,1971）和蛇纹石化生油说（Л.Н.Еланский，1966和1971）[91]。前者根据合成金刚石的实验，用装满矿物混合物（方解石、石英、六水泻盐、……）代替石墨反应器，在高压6000～7000MПa❶和高温1800°K下，几分钟后由反应器中分离出易挥发组分，包括甲烷、乙烷、丙烷、丁烷、戊烷、已烷及少许庚烷。从而认为在深约150公里的上地幔古顿堡（Гутенберг）层内，在温度超过1500°K、压力5000MПa下，由于有FeO及Fe_3O_4参加，H_2O与CO_2还原而成烃类。在强烈褶皱作用时，深部石油进入地壳沉积岩，并由低分子烃转化为高分子烃及环状烃。

耶兰斯基根据某些油田发现在蛇纹岩及强烈蛇纹岩化的橄榄岩中，例如苏联伏尔加-乌拉尔油区的巴依上冈和丘波夫油田。提出橄榄石的蛇纹石化作用可以产生烃类：

❶MПa（百万帕斯卡），压力的单位，近似于10大气压。



$$3(Fe, Mg)_2 \cdot SiO_4 + 7H_2O + SiO_2 + 3CO_2 \rightleftharpoons$$
$$\rightleftharpoons 2Mg_3(OH)_4 \cdot Si_2O_5 + 3Fe_2O_3 + C_3H_8 + Q(热)$$

橄榄石的蛇纹石化作用发生在深22～40公里的地壳玄武岩层底，橄榄岩同12～22公里深处的深水圈层接触的结果。这种接触发生在地壳深坳陷，由于延伸扩张、裂开，水沿萌芽状态的断裂进入橄榄岩发育带，生成烃类又沿着断裂而进入沉积岩。

但是，世界油气勘探及开采的大量生产实践和近代科学技术对生油气岩的研究，证明绝大多数油气田都分布在沉积岩中；极少数岩浆岩和变质岩中的油藏也同附近生油岩有关，是油气侧向和垂向运移聚集的结果。至于基性岩浆中只含有0.5％碳，并且至今尚未证明它们能否形成碳氢化合物。所以，富有成效地指导世界油气勘探实践的，仍然是现代石油有机生成学说。

在石油有机生成学说中，曾经长期受“唯海相生油论”控制，认为只有海相沉积才能生油。但是，随着各国油气勘探事业的进展，特别是新中国四十年来对陆相沉积盆地油气生成、油气藏形成及分布规律的科学研究及勘探实践，保证了石油年产量稳定在一亿吨以上，跃居世界前列，有力地确立了陆相地层同样能够生成大量石油和天然气的新观点，丰富和发展了油气有机成因理论；石油有机地球化学的进展，更为海、陆相沉积都能生成大量油气提供了充分的科学依据，使石油有机生成的现代科学理论达到了前所未见的高峰。

应该承认，石油和天然气的成因毕竟是一个非常复杂的理论问题，有些问题尚待进一步深入研究，诸如地球深部和宇宙空间烃类的成因及分布、各种原始物质（包括有机物与无机物）转化为油气的详细机理、不同原始物质生成的石油或天然气有哪些特征、定量确定生油层及其生成数量和排烃效率等问题，相信会随着航天技术、星际旅行及现代实验技术的发展，必将使油气成因理论的科学研究更加完善，油气无机生成和有机生成理论的发展，将会对人类、对世界油气勘探事业做出更大的贡献。

第三章　储集层和盖层

由第二章可知，石油和天然气生成于富含有机质的暗色粘土岩、碳酸盐岩等类生油母岩中。那么，这些源源不断生成的大量石油储存在哪里呢？哪些岩石能作为储集油气的场所？它们为什么能够储集油气？它们储集油气的能力又受什么因素控制？它们的分布规律如何？等等问题，就是本章要阐述的主要内容。

大量油气勘探及开发实践，改变了人们最初以为在地下有石油湖、石油河之类的错误认识，逐渐知道石油和天然气在地下不是什么"油湖"、"油河"，而是储存在那些具有互相连通的孔隙、裂隙的岩层内，好像水充满于海绵里一样。

凡是能够储存和渗滤流体的岩层，称为储集层。它之所以能够储集油气，是由于具备了两个基本特性——孔隙性和渗透性。孔隙性的好坏直接决定岩层储存油气的数量，渗透性的好坏则控制了储集层内所含油气的产能。

严格地说，地壳上的各类岩石都具有大小不等的孔隙和渗透性能。不论什么岩石，只要具备了一定的孔隙性和渗透性就可以作为储集油气的岩层。储集层的含义只强调了具备储存油气和允许油气渗滤的能力，并不意味着其中一定储存了油气。如果在储集层中含有了油气，则可将该储集层称为含油气层。已经开采的含油气层称为生产层或产层。目前所知分布最广、最重要的储集层是各类砂岩、砾岩、石灰岩、白云岩、礁灰岩，此外，还有少量的火山岩、变质岩、泥岩等。

研究储集层是油气勘探及开发工作中的重大课题之一。储集层的层位、类型、发育特征、内部结构、分布范围以及物性变化规律等，是控制地下油气分布状况、油层储量及产能的重要因素。同时在油气田开发过程中，对储集层进行改造，变低产油气层为高产油气层时，也需要仔细研究和掌握油气储集层的变化。所以，研究储集层具有特别重要的意义。

第1节　岩石的孔隙性和渗透性

一、孔隙度（率）的概念及表示方法

严格地讲，地壳上所有岩石，甚至像花岗岩、玄武岩那样致密的岩石，都具有孔隙或洞穴。但是，不同岩石的孔隙和洞穴，在大小、形状及发育程度方面都极不相同，因而其油气储集的能力也就显著不同。例如砂岩、砾岩和某些次生胶结作用微弱的鲕状灰岩、生物碎屑灰岩、重结晶灰岩及白云岩等，其孔隙主要是碎屑颗粒支撑的粒间孔隙，规律性较强，分布较均匀，孔隙之间基本上是连通的。而大部分碳酸盐岩由于次生胶结作用的结果，一般粒间孔隙大部分被胶结物所充填，则孔隙不发育，但是这类岩石由于成岩以后的外力作用或次生改造的结果，往往还发育大大小小的裂缝和溶洞，它们也可以成为油气储集的良好空间。

岩石中存在的孔洞和裂缝，便成了油气储存的场所和流动的通道。为了衡量岩石中孔隙总体积的大小，以表示岩石中孔隙的发育程度，提出了孔隙度（率）的概念。

岩样中所有孔隙空间体积之和与该岩样总体积的比值，称为该岩样的总孔隙度（率）或绝对孔隙度（率），以百分数表示：

$$P=\frac{\Sigma V_p}{V_r}\times 100\%$$

式中 P——孔隙度(率)，%；

ΣV_p——岩样中所有孔隙体积之和；

V_r——岩样总体积。

储集岩的总孔隙度越大，说明岩石中孔隙空间越大。但是，岩石中不同大小的孔隙对流体的储存和流动所起的作用完全不同，现根据岩石中的孔隙大小及其对流体作用的不同，可将孔隙划分为三种类型：

（1）超毛细管孔隙

管形孔隙直径>0.5毫米（>500μ），裂缝宽度>0.25毫米（>250μ）。在自然条件下，流体在其中可以自由流动，服从静水力学的一般规律。岩石中一些大的裂缝、溶洞及未胶结或胶结疏松的砂层孔隙大部分属于此种类型。

（2）毛细管孔隙

管形孔隙直径介于0.5～0.0002毫米（500～0.2μ）之间，裂缝宽度介于0.25～0.0001毫米（250～0.1μ）之间。流体在这种孔隙中，由于受毛细管力的作用，已不能在其中自由流动，只有在外力大于毛细管阻力的情况下，流体才能在其中流动。微裂缝和一般砂岩中的孔隙多属于这种类型。

（3）微毛细管孔隙

管形孔隙直径<0.0002毫米（<0.2μ），裂缝宽度<0.0001毫米（<0.1μ）。在这种孔隙中，由于流体与周围介质分子之间的巨大引力，在通常温度和压力条件下，流体在其中不能流动；增加温度和压力，也只能引起流体呈分子或分子团状态扩散。粘土、致密页岩中的一些孔隙即属此类型。

从实用出发，只有那些互相连通的超毛细管孔隙和毛细管孔隙才具有实际意义，因为它们不仅能储存油气，而且可以允许油气在其中渗滤。而那些孤立的互不连通的孔隙和微毛细管孔隙，即使其中储存有油和气，在现代工艺条件下，也不能开采出来，所以这些孔隙是没有实际意义的。因此，在生产实践中，又提出了有效孔隙度（率）的概念。

有效孔隙度（率）是指那些互相连通的，且在一般压力条件下，可以允许流体在其中流动的孔隙体积之和与岩石总体积的比值，以百分数表示之：

$$P_e=\frac{\Sigma V_e}{V_r}\times 100\%$$

式中 P_e——有效孔隙度(率)，%；

ΣV_e——岩样中彼此连通、流体能够通过的孔隙体积之和；

V_r——岩样总体积。

显然，同一岩石的有效孔隙度小于其绝对孔隙度，即$P_e<P$。对于未胶结的砂层和胶结不甚致密的砂岩，二者相差不大，而对于胶结致密的砂岩或碳酸盐岩，二者可有很大差

别。目前在生产单位所说的孔隙度（率），都是指有效孔隙度，但在习惯上常简称为孔隙度（率）。

二、渗透率的概念及表示方法

岩石的渗透性，是指在一定压力差下，岩石能使流体通过的能力。严格地讲，自然界的一切岩石在足够大的压力差下都具有一定的渗透性。通常我们所称的渗透性岩石与非渗透性岩石，是指在地层压力条件下流体能否通过岩石而言。因此，从绝对意义讲，渗透性岩石与非渗透性岩石之间没有明显的界限，是一个相对的概念。一般情况下，砂岩、砾岩、多孔的石灰岩、白云岩等储集层为渗透性岩层，而泥岩、石膏、硬石膏、泥灰岩等为非渗透性岩层。

储集岩的渗透性，只能说明流体在岩石中流动的能力，它仅仅反映了油气被采出的难易程度，并不反映岩石内流体的含量，对某些渗透性差的岩石如油页岩等，虽然在其微毛细管孔隙中含有大量的呈分散状态的石油，但在地层压力条件下，流体通过它流动十分困难，甚至完全不能流动。因此，渗透性只表示岩石中流体流动的难易程度，而与其中流体的实际含量无关。

岩石渗透性能的好坏，是以渗透率的数值大小来表示的。当单相流体通过孔隙介质呈层状流动时，服从于达西公式——达西直线渗滤定律。即单位时间内通过岩石截面积的液体流量与压力差和截面积的大小成正比，而与液体通过岩石的长度以及液体的粘度成反比。

即
$$Q = K \cdot \frac{(P_1 - P_2) \cdot F}{\mu \cdot L}$$

式中 Q——单位时间内液体通过岩石的流量，厘米^3/秒；

F——液体通过岩石的截面积，厘米^2；

μ——液体的粘度，厘泊；

L——岩石的长度，厘米；

$(P_1 - P_2)$——液体通过岩石前后的压差，大气压。

式中比例系数K即为岩石的渗透率，它表示了在一定的压差下，液体能通过岩石的能力。

$$K = \frac{Q \cdot \mu \cdot L}{F(P_1 - P_2)}$$

当液体的粘度μ为1厘泊，压差$(P_1 - P_2)$为1大气压，岩石截面积F为1厘米^2，岩石长度为1厘米，此时所通过的液体的体积流量正好为1厘米^3/秒时，该岩石的渗透率K的大小称为一个达西(D)。

由于用达西作为含油层岩石渗透率的单位有时太大，故一般常取其千分之一作单位，称为千分达西或毫达西（MD）。

对于气体来说，由于它与液体性质不同，受压力影响十分明显，当气体沿岩石由P_1（高压力）流向P_2（低压力）时，气体体积要发生膨胀，其体积流量通过各处截面积时都是变数，故达西公式中的体积流量应是通过岩石的平均流量$\overline{Q}$（图3-1）。於是渗透率的公式可写成：

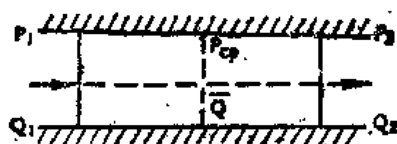


图 3-1 气体通过孔隙介质时压力与体积的变化图

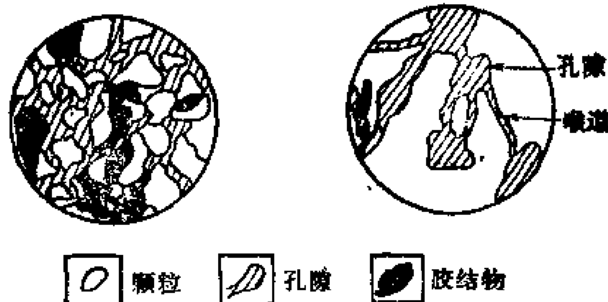


图 3-2 储集层岩石中孔隙与喉道分布示意图

$$K=\frac{\overline{Q}\cdot\mu_g\cdot L}{F(P_1-P_2)}$$

根据波义耳-马略特定律，当等温膨胀时：

$$P_{cp}\cdot\overline{Q}=P_1\cdot Q_1=P_2\cdot Q_2$$

其中$P_{cp}=\frac{P_1+P_2}{2}$为平均压力

故 $$\overline{Q}=\frac{P_2\cdot Q_2}{P_{cp}}=\frac{2P_2\cdot Q_2}{P_1+P_2}$$

代入渗透率公式得：

$$K=\frac{Q_2\cdot\mu_g\cdot L}{F}\cdot\frac{2P_2}{(P_1^2-P_2^2)}=\frac{2Q_2\cdot P_2\cdot\mu_g\cdot L}{(P_1^2-P_2^2)F}$$

式中 μ_g——气体的粘度；

Q_2——通过岩石后，在出口压力（P_2）下，气体的体积流量。

从达西定律可知：当P_1、P_2、F、L、μ均为常数时，流量与渗透率K成正比，即流体通过的量取决于岩石本身使流体通过的能力。

一般地说，在有效孔隙度相同的条件下，直径小的比直径大的孔隙的渗透率低，孔隙形状复杂的比形状简单的渗透率低。这是因为孔隙直径越小，形状越复杂，单位面积孔隙空间的表面面积（一般称为孔隙空间的比面）越大，则对流体的吸附力、毛细管阻力和流动摩擦阻力也越大。另外，孔隙孔道的复杂程度和弯曲程度，也影响着岩石的渗透性，因为它们可以使流体在流动过程中产生局部的方向变化和速度变异，使其消耗流体的动能。

近年来，在不断加深对孔隙结构认识的基础上，提出了对岩石中孔隙所起作用的一些新看法。人们认为岩石中所有孔隙在流体储存和流动过程中所起的作用是不完全相同的。其中某些孔隙在流体储存中起着较大的作用，如象一些较大的孔洞；而另一些虽然在扩大孔隙容积中所起的作用不大，但在沟通孔隙形成通道中却起着关键性作用，如象碎屑岩孔隙与孔隙间的狭窄部分，人们将这部分孔隙称为孔隙喉道（图3-2）。正是这部分孔隙主要影响着岩石的渗透性。因为流体在岩石中流动时必须要通过喉道，而喉道的粗、细特征必然要严重地影响岩石的渗透率。

但是，并非其它孔隙对渗透性就毫无影响了，就目前所知，由于喉道和孔隙的不同配置关系，可以使储集层呈现不同的性质。例如，以喉道较粗和孔隙直径较大为特征的储集层，一般表现为孔隙度大，渗透率高；以喉道较粗，孔隙较上类偏小为特征的储集层，一

般表现为孔隙度低～中等，渗透率偏低～中等；以喉道较上两类细小、孔隙粗大为特征的储集层，一般表现为孔隙度中等，渗透率低；以喉道细小，孔隙亦细小为特征的储集层，一般孔隙度及渗透率均低。

以上我们讨论液体或气体渗透率时，假定岩石孔隙中只有一种流体（单相）存在，而且这种流体不与岩石起任何物理和化学反应，在这种条件下，流体的流动符合达西直线渗滤定律，求得的“K”值就是岩石的绝对渗透率。

但在自然界实际油层内，流体的渗透情况要更加复杂些。含油岩层中常为两相（油-气、油-水、气-水）甚至三相（油-气-水）流体并存。在此情况下，各相之间彼此干扰互相影响，岩石对其中每种相的渗流作用将与单相流有很大差别。为了与岩石的绝对渗透率相区别，在多相流体存在时，岩石对其中每种相流体的渗透率称为有效渗透率或相渗透率，分别用符号k_o、k_g、k_w来表示。

有效渗透率不仅与岩石的性质有关，也与其中流体的性质和它们的数量比例有关。在实际应用上常采用有效渗透率与绝对渗透率之比值，称相对渗透率。

$$\text{相对渗透率}=\frac{\text{有效渗透率}}{\text{绝对渗透率}} \qquad \left(\frac{k_o}{k},\ \frac{k_g}{k},\ \frac{k_w}{k}\right)$$

用它来表示多相渗滤的特征。一般，岩石对任何一种相的有效渗透率总是小于该岩石的绝对渗透率。

试验证明：某种相的有效渗透率随该相流体在岩石孔隙中含量的增高而加大，直到该相流体在岩石孔隙中含量达到百分之百时，该相流体的有效渗透率等于绝对渗透率。相反，随着该相流体在岩石孔隙中的含量逐渐减少，有效渗透率则逐渐降低，直到某一极限含量，该相流体停止流动。图 3－3 和图 3－4 分别就是在实验室内用疏松的砂子求出的相对渗透率与油-气、油-水饱和度之间的关系曲线。

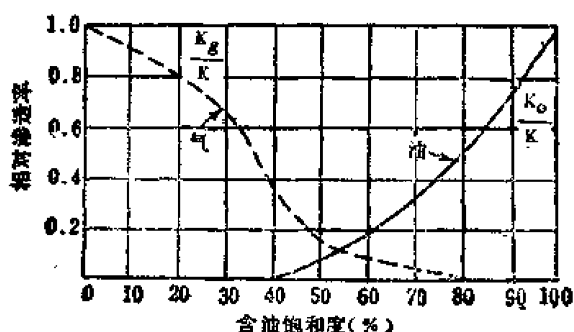


图 3-3　油-气饱和度与相对渗透率的关系曲线

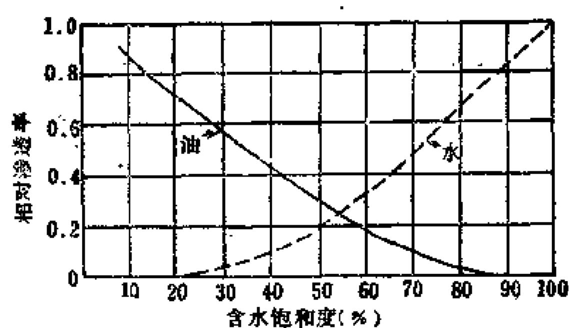


图 3-4　油-水饱和度与相对渗透率的关系曲线

必须承认，自然界流体在岩石中的实际渗滤情况比我们目前所能掌握的要复杂得多，因为在渗滤过程中，往往还伴随有流体与岩石颗粒间以及流体与流体间的一系列复杂的物理化学变化；再加以对岩石孔隙结构特征的认识目前仍处于探索阶段，所以许多问题还有待今后研究解决。

三、孔隙度与渗透率的关系

储集岩的孔隙度与渗透率之间通常没有严格的函数关系，因为影响它们的因素很多，岩石的渗透性除受孔隙度的影响外，还受孔道截面大小、形状、连通性以及流体性能的影

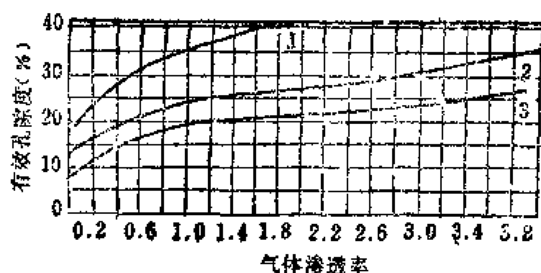


图 3-5 砂岩有效孔隙度与气体渗透率的关系图
1—粉砂岩；2—细砂岩；3—粗-中粒砂岩

响。例如一些粘土岩的绝对孔隙度很大，可达30～40%，但其孔道太小致使渗透性很低；另一方面一些裂缝发育的致密石灰岩，裂缝要比孔隙对渗透率的影响大得多，因为裂缝是良好的通道，所以虽然一些裂缝性石灰岩在实验室分析的孔隙度很低，只有5～6%，但由于裂缝发育，其渗透率却很高，常常成为高产油气层。

尽管孔隙度与渗透率之间没有严格的函数关系，但它们之间还是有一定的内在联系，因为岩石的孔隙度与渗透率一般皆取决于岩石本身的结构与组成。凡具渗透性的岩石均具一定的孔隙度，特别是有效孔隙度与渗透率的关系更为密切。对于碎屑岩储集层，一般是有效孔隙度越大，其渗透率越高，渗透率随着有效孔隙度的增加而有规律地增加，如图3-5所示。

以上我们简单地介绍了储集层岩石的孔隙性及渗透性，由上可知，它们是决定储集层储集性能好坏的两个基本因素。它们是石油地质学家研究的重要课题之一，通常把它们称为储油物性的研究。

第2节 碎屑岩储集层

碎屑岩储集层主要包括各种砂岩、砂砾岩、砾岩、粉砂岩等碎屑沉积岩。它们是世界油气田的主要储集层类型之一，也是我国目前最重要的储集层类型。例如，我国的大庆、胜利、大港、克拉玛依，科威特的布尔干，荷兰的格罗宁根，美国的普鲁德霍湾，以及苏联的萨莫特洛尔等著名油气田的生产层皆属于碎屑岩储集层。因此，研究碎屑岩储集层的形成条件、储集性质及分布特征，具有重要的意义。

一、碎屑岩储集层的孔隙成因及储集性质的影响因素

碎屑岩储集层是由成分复杂的矿物碎屑、岩石碎屑和一定数量的胶结物所组成。其储集空间主要是碎屑颗粒之间的粒间孔隙，它是在沉积和成岩过程中逐渐形成的，属于原生孔隙。此外，在一些细、粉砂岩中，常常发育层间裂隙和成岩裂缝，都是在成岩过程中形成的，也应属于原生孔隙。

在碎屑岩成岩以后，受后期构造运动的作用，可以形成一些裂缝、节理，属于次生孔隙，在碎屑岩的储集空间类型中居次要地位。但是，在特定条件下，如某些胶结致密的碎屑岩，粒间孔隙不发育，孔隙小且连通性差，这种碎屑岩中裂缝的发育程度就成为影响储集性质的主要因素。

由于粒间孔隙是碎屑岩储集层的主要储集空间类型，因而这类储集层的储集性质好坏取决于下列因素的影响：

（一）碎屑颗粒的矿物成分

碎屑岩的矿物成分对储集岩孔隙度和渗透率的影响，主要表现在两方面：其一，矿物颗粒的耐风化性，即性质坚硬程度和遇水溶解及膨胀程度；其二，矿物颗粒与流体的吸附

力大小，即憎油性和憎水性。一般性质坚硬、遇水不溶解不膨胀、遇油不吸附的碎屑颗粒组成的砂岩，储油物性好；反之则差。

碎屑岩颗粒最常见的矿物有石英、长石、及云母重矿物，还有一些岩屑。其中，前二者在碎屑岩中占95%以上，因此，石英和长石的含量多少对储集性质的影响最显著。一般石英砂岩比长石砂岩的储油物性好，主要原因：

（1）长石比石英更易被石油和水所润湿。当石英和长石都被石油或水润湿时，其表面所形成的液体薄膜厚度不同，这些液体薄膜被碎屑表面分子力所吸引，它们在一般情况下不参加流动，这样会减小孔隙的流通截面，从而导致岩石的渗透率变小。由于长石碎屑颗粒表面所形成的液膜厚度比石英大，因此，对渗透率的影响也较石英大。

（2）石英和长石抵抗风化的能力不同。石英抵抗风化的能力较强，颗粒表面较光滑，油气容易流过；而长石不耐风化，其颗粒表面常有一层次生高岭土或绢云母，它们一方面会吸附油气，另一方面易吸水膨胀，堵塞原来的孔隙或使其变小，因此，在其他条件相同时，长石砂岩的储集性质比石英砂岩差。

但是，还要注意结合具体地质条件进行具体分析。我国中、新生代的许多陆相沉积碎屑岩，多为长石-石英砂岩或长石砂岩，储集性质相当好，并不因长石含量的增加而使储集性质变坏。如某油田含油层的长石含量一般为30～50%，其储集性质反而比海相石英砂岩好（表3-1）。

表 3-1 我国某油田储集层性质与其他油田比较

国　家	油田名称	储集层岩性	有效孔隙度 %	渗透率 M.D.
中　国	某油田	陆相长石-石英砂岩	26～30	200～2000
科威特	布尔干	海相石英砂岩	25	300～4000
阿尔及利亚	哈西·迈萨乌德	海相石英砂岩	8～10	1～1500
苏　联	罗马什金	海相石英砂岩	15～23	200～1200

我国陆相沉积的长石砂岩或长石-石英砂岩，其长石颗粒多呈柱状晶体，在显微镜下可清晰见到节理，说明未经较深风化，这是长石砂岩储集性质较好的主要原因。造成这种情况取决于我国陆相沉积的特点：1）我国陆相盆地处于四面环山之中，碎屑物质只需经过很短的山间河流就进入湖底；2）湖底结构复杂，湖底地形起伏显著，波浪作用小，处于波浪氧化带的时间较短，能够迅速沉积下来免遭氧化，所以造成风化程度低。

（二）碎屑颗粒的粒度和分选程度

碎屑颗粒是组成碎屑岩的主要成分。如果有一种岩石是由均等小球体颗粒组成，且呈立方体排列，这时每个小球体周围的孔隙体积，等于包围这个小球体的立方体体积减去小球体体积。若小球体之半径为r，则孔隙体积

$$V_p = (2r)^3 - \frac{4}{3}\pi r^3$$

其理论孔隙度

$$P=\frac{(2r)^3-\frac{4}{3}\pi r^3}{(2r)^3}=1-\frac{\pi}{6}=47.6\%$$

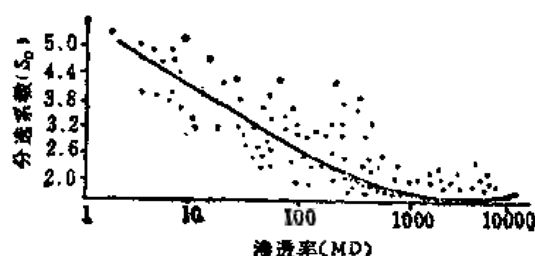


图 3-6 我国某油田某油层分选系数与渗透率的关系曲线

由上式可知，表示颗粒大小的 r 消去了。这说明当岩石由均等的小球体颗粒组成时，其孔隙度与颗粒大小无关。但自然界不可能存在这种理想情况，实际上组成岩石的颗粒往往大小不等，于是大颗粒之间构成的大孔隙就会被小颗粒所充填，使孔隙体积变小、孔隙直径变小，原来彼此连通的孔隙变成互不连通，从而降低了岩石的孔隙性和渗透性。在一般情况下，颗粒的分选程度愈好，孔隙度和渗透率也愈大（图 3-6）。

（三）碎屑颗粒的排列方式和圆球度

碎屑颗粒的排列方式很复杂，假设颗粒为均等小球体，则可排列成三种理想的型式（图 3-7）。

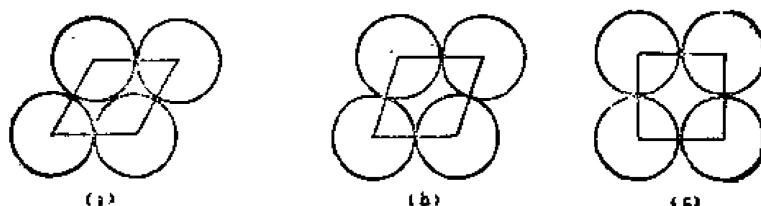


图 3-7 岩石球体颗粒排列的理想型式
(a)最密排列型式；(b)中等密度排列型式；(c)最不密排列型式

由图 3-7 看出：(c)表示立方体排列，堆积最疏松，孔隙度最大，理论孔隙度为47.6%；孔隙半径大，连通性好，渗透率也大。(a)、(b)代表斜方体排列，(a)型排列最紧密，孔隙度最小，理论孔隙度为25.9%；(b)型排列的紧密程度介于(a)与(c)之间，其孔隙度介于25.9～47.6%之间。所以，(a)、(b)型排列的孔隙半径都较小，连通性也较差，渗透率较低。

岩石碎屑颗粒的排列方式，主要决定于沉积条件。若沉积时的水介质较平静，如在闭塞的湖盆边缘斜坡带和浅海大陆架，颗粒多呈近立方体排列；若水介质活动性较大，如在河流、山麓滨湖区、近岸浅海区，颗粒多呈斜方体堆积。另外，也与沉积物在成岩作用结束前所承受的上覆地层压力的大小有关。

在实际的自然条件下，组成岩石的碎屑颗粒不可能是理想的球体，往往凹凸不平，形状极不规则，常发生镶嵌现象，相互填充孔隙空间，致使孔隙体积和孔隙直径减小，孔隙之间的连通性变差，结果使孔隙度、渗透率降低、一般颗粒圆球度愈好，其孔隙度、渗透率愈大。

但是，还应该指出，研究颗粒的圆球度对储集性质的影响，应与排列方式密切联系起来，若在快速堆积、成岩过程中所受压力较小的情况下，棱角状颗粒未能相互镶嵌，而是

彼此支架起来，这样反而会使岩石储集性质变佳。

(四)胶结物的性质和多少

胶结物的成分、含量及胶结类型对储集性质的影响也较大。

我国油田碎屑岩储集层的胶结物成分，以泥质为主，而钙质较少，至于硅质、铁质、沸石、石膏等则更少。比较起来，泥质胶结的砂岩较为疏松，渗透性较好；而钙质、硅质、铁质胶结则较差。

胶结物的多少对储集性质也有明显影响。胶结物含量高，粒间孔隙多被它们充填，孔隙体积和孔隙半径都会变小，孔隙之间的连通性变差，导致储集性质变坏。

根据胶结物含量多少及其在颗粒之间分布的状况，并结合颗粒的接触型式，可将碎屑岩胶结类型区分为下列四种（图3-8）：

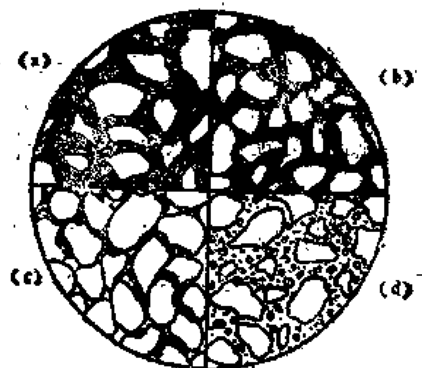


图 3-8 胶结类型示意图
(a)基底式胶结；(b)孔隙式胶结；(c)接触式胶结；(d)杂乱式胶结

(1)基底式胶结 胶结物含量较多，占岩石成分总量的25～50%，碎屑颗粒孤立地分布于胶结物之中，彼此不相接触，呈游离状。这种胶结物与碎屑颗粒为同时沉积或是紧接着的上覆水体中的物质。这种型式胶结的碎屑岩一般储集性质较差。

(2)孔隙式胶结 胶结物含量较少，充填于碎屑颗粒之间的孔隙中。碎屑颗粒呈支架状接触。胶结物多为次生的，如方解石常呈结晶粒状充填于砂岩中，分布不均，多充填于较大孔隙中。一般储集性质较好。

(3)接触式胶结 胶结物含量很少，分布于碎屑颗粒相互接触的地方。碎屑颗粒呈点状或线状接触胶结。这种胶结物多系原生的或碎屑颗粒风化的产物，最常见的是泥质。这种胶结类型一般储集性质最佳。

(4)杂乱式胶结 胶结物含量较多，常为泥质，也有其他化学成因物质；尤其重要的，还有基质。胶结物与基质混杂在一起，分布于碎屑颗粒之间的孔隙中。它们多为原生沉积物质，此种胶结类型的碎屑岩储集性质较差。

实际上，胶结类型没有那么单一，常呈混合型在同一岩石中出现，这时可用复合名称，如孔隙-接触式胶结、孔隙-基底式胶结等等。

例如，我国华北盆地下第三系碎屑岩储集层孔隙度与胶结类型之间的关系可见表3-2。

表 3-2 华北盆地下第三系砂岩胶结类型与孔隙度的关系

胶结类型	接触式	孔隙-接触式	孔隙式	孔隙-基底式	基底式
孔隙度，%	29～34	25～30	24～28	19	<5

影响碎屑岩储集层物性的因素除上所述外，尚有岩层层面、层理面的发育程度，以及一些次生变化如溶解作用、构造变动等，但其重要性一般远比上述因素差。如层理明显的

砂岩，往往是砂、泥交互成层的薄层，泥质含量较高，颗粒也较细，如常见的具薄水平层理、波状层理的细砂岩和粉砂岩，储集性质不好，而且渗透性具明显的方向性，平行于层面的水平渗透率较大，垂直于层面的垂直渗透率较小。一般采用的渗透率是指水平渗透率。具斜层理的砂岩，平行于斜层层面方向的渗透率最大，垂直方向的渗透率最小。砂岩中若含有泥质条带也会影响储集性质，尤其使垂直渗透率变小，其所起作用与泥质夹层相似。尽管岩层层面及层理构造对储集性质难以提供具体的数据，但是，它却给我们提供了对油层宏观的、较全面的感性认识；而且层理构造是沉积环境的良好标志，因此从层理构造类型还可推断油层在垂向上和平面上的分布及其储集性质的变化趋势。

二、碎屑岩储集层的形成条件及分布特征

碎屑岩储集层的形成和分布，严格受古沉积条件及古构造条件的控制。

世界各地的碎屑岩储集层，以砂岩为主，其次为砾岩。它们多属河流三角洲相、滨海砂洲相、浅湖相、浅海相；近十年来，发现浊流沉积和风成沙丘也可形成良好的碎屑岩储集层。

目前，我国主要含油气盆地的陆相碎屑岩储集层，绝大部分属浅湖相、滨湖相及河流三角洲相沉积（表3-3）。近年来，在辽河盆地下第三系也发现了浊流沉积的特征。

表 3-3 我国主要含油气盆地陆相碎屑岩储集层的岩相特征

位置	盆地名称	主要碎屑岩储集层时代	岩相特征
地台区	松辽盆地	下白垩统	浅湖相、三角洲相
	济阳坳陷	下第三系沙河街组	浅湖相、三角洲相
	黄骅坳陷	下第三系沙河街组	三角洲相、沿岸砂堤相
	四川盆地	中侏罗统自流井群凉高山组	浅湖相
	陕甘宁盆地	下侏罗统延安组	河流三角洲相、滨湖相
褶皱区	准噶尔盆地	上三叠统下克拉玛依组	山麓洪积相
	柴达木盆地	中新统-上新统	三角洲相、河流相
	酒泉盆地	第三系白杨河群间泉子组	滨湖相、浅湖相

陆源碎屑沉积物从母岩风化区到堆积区的搬运沉积过程，是按沉积分异作用逐渐进行的。在湖盆三角洲地区，大河入湖后，河水呈散流状态，流速骤减，碎屑物大量快速堆积下来，形成巨大的砂岩尖灭体和透镜体，平面上呈扇状向湖撒开，剖面上呈楔状向河口收敛。砂岩碎屑颗粒分选中等，胶结物以钙质-泥质为主。在滨湖区，恰处于湖水进退交替地带，组成砂岩的碎屑颗粒往往圆球度和分选性较好，胶结物多为泥质；但沉积时水体动荡，碎屑颗粒常呈斜方体排列。总的看来，滨湖相砂岩的储集性质往往较好。浅湖区因距母岩剥蚀区较远，碎屑颗粒经过较充分的机械分异和磨蚀作用，一般分选好、圆球度亦佳；沉积水介质流动性较小，颗粒多呈近立方体排列；胶结物为泥质和钙质混合类型，含量一般较少；因此浅湖相砂岩的储集性质更好。我国大多数油田的碎屑岩储集层属此相带沉积。滨海相、浅海相碎屑岩的储集特征与上述滨湖相、浅湖相类似，这里不另赘述。

风成砂岩体多发育在干旱沙漠区及海、湖滨岸区域，沙丘连片形成广泛分布的砂岩体储集层。砂粒圆度较好，砂质纯净，不含泥质，储集性质良好而稳定，成为重要的储集

层。欧洲北海下二叠统是典型的实例。深海浊流砂岩体近几年来也被证明可以形成良好的储集层，美国加利福尼亚州文图拉盆地上新统至更新统巨厚的砂、页岩互层的浊积岩系中已发现许多大油田，引起了石油地质界对浊流砂岩储集层的注意。

我国中、新生代陆相沉积盆地，往往周围环山，碎屑物质多来自盆地周缘老山，致使滨湖-浅湖相碎屑岩储集层，常呈环状分布在盆地周缘。但对大多数盆地而言，仍可辨别碎屑物质主要来自某一个或某几个方向，这时每一个剥蚀区自成一个独立的沉积单元，碎屑岩储集层以舌状砂岩体的形态出现，根据各部分的不同特征，可将这种舌状砂岩体分成四个带（图3-9）：

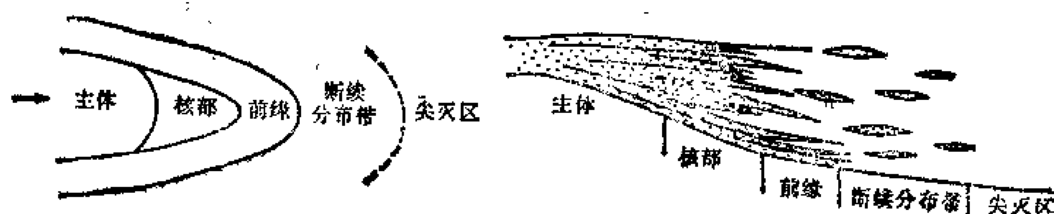


图 3-9 舌状砂岩体平面、剖面分布特征图

主体：系指砂岩体近沉积物来源部分。分布面积大，颗粒粗，砂岩单层厚度大，一般可达10～20米。砂岩百分含量高，横向连通性好。

核部：位于砂岩体中部、砂岩最发育的地段。砂岩层数剧增，总厚度大。单层砂岩厚度一般2～6米，以细砂岩为主，层间连通性好。

前缘带：是砂岩体最前方和两侧边缘的砂岩体尖灭带。砂岩厚度、层数突然减少。单层薄，一般1～4米。以粉砂岩为主，局部出现细砂岩。砂岩连通性较差。

断续分布带：介于砂岩体沉积区与泥岩沉积区之间零星分布的透镜体砂岩，单层薄，一般1～2米。粒度细、层次少。岩性以泥质粉砂岩为主。

上述各带的沉积条件不同，导致储集性质差别甚大。一般以主体、核部的砂岩储集性能最佳，前缘带次之，断续分布带较差。

如果一个盆地有几个长期稳定的碎屑物质来源区，常会造成几个砂岩体定向分布，每个砂岩体都呈舌状指向盆地中心，而形成几个有利的碎屑岩储集层发育带。我国东部地台区的一些大型沉积盆地内的中、新生代陆相沉积就属这种类型。

以上都是从横向的沉积条件讨论了碎屑岩储集层的形成及分布特征。从纵向上来考察一个沉积盆地内的碎屑岩储集层发育情况，则受沉积旋回的控制。一般在一个完整旋回的中后期所沉积的砂质岩，分布广，厚度大，颗粒均匀，圆球度好，胶结物少，储集性质好，而且紧接旋回后期发育的生油层，因此常常形成良好的碎屑岩储集层。

沉积时的古构造条件对碎屑岩储集层的形成和分布也有很大影响。一般在盆地的斜坡带，由于碎屑物质途经山间河流、山麓地带及滨湖区的机械分异作用，碎屑颗粒已较均匀，圆球度较好；且在斜坡带常受陆源河水注入，水介质含盐量较低，泥质也难大量沉淀，胶结物含量少，储集性质甚佳。在水下大型古构造隆起的顶部和翼部，由于湖水的冲洗作用，碎屑物质分选好，泥质多被湖水冲洗带走，也能形成物性良好的碎屑岩储集层。例如在酒泉盆地第三系白杨河群间泉子组沉积时，盆地南部有一排从白垩纪发育起来的古构造隆起带（即现今的老君庙背斜带），盆地北部为一斜坡区，这两个地区的古构造条件控制

了间泉子组的地层发育情况，形成了良好的碎屑岩储集层分布区，成为油气聚集的有利地带。

第3节 碳酸盐岩储集层

一、碳酸盐岩与砂岩储集性质的比较

随着世界各国油气勘探及开发工作的迅速发展，碳酸盐岩储集层的地位日趋重要。现在，从碳酸盐岩储集层中发现的油气储量已接近世界油气总储量的一半，产量则已达总产量的60%以上。碳酸盐岩储集层的物性主要是受孔隙、洞穴及裂缝的控制，孔隙和洞穴是储存油气的良好空间，而裂缝的发育又可将孔隙、洞穴互相沟通起来，成为统一的孔隙-洞穴-裂缝系统，既可储存丰富的油气，又可造成便于油气流动的高渗透带，因此碳酸盐岩储集层构成的油气田常常储量大、产量高，容易形成大型油气田。所以碳酸盐岩储集层已成为一类重要的油气储集层。

我国碳酸盐岩分布极为广泛，厚度大、时代多，具有大量油气显示，并已找到了工业性油气藏。为了加快我国油气勘探的步伐，不断增加后备储量，加强对碳酸盐岩中油气储集性质的研究，就具有更加重要的意义。

碳酸盐岩储集层与砂岩储集层比较，它的储集空间类型多、次生变化大，致使储集层具有更大的差异性、复杂性和多样化等特点。现将上述两大类储集层的主要特性对比如下表（表3-4）：

综合上表所述，不难看出碳酸盐岩储集层具有下列特点：

（1）孔隙大小、形状变化很大，从完全取决于岩石的组构要素直到完全无关。组构要素是指岩石中原生和次生的实体组分，包括结构和较小的构造（实体组分包括各种原生沉积物颗粒如内碎屑、鲕粒、生物碎屑……等和后来形成的成岩物质如重结晶矿物、白云石晶体、石膏晶体）。

（2）孔隙成因复杂。骨骼碳酸盐岩的分泌作用、沉积物的填塞、收缩和膨胀作用、岩石的破裂作用、沉积颗粒的选择性溶解或非选择性溶解、生物钻孔或有机物分解等作用，皆可在碳酸盐岩中形成各种孔隙。

（3）孔隙分布与岩石组构要素之间的关系变化也很大，可由完全依属关系（组构选择性孔隙）直至毫不相关（非组构选择性孔隙）。

二、碳酸盐岩储集空间的类型、特征及分布规律

碳酸盐岩的储集空间，通常分为孔隙、溶洞和裂缝三类，或孔隙和裂缝两大类。孔隙是指岩石结构组分粒内或粒间的空隙，形状细小近于等轴状，与碎屑岩中的孔隙相似。溶洞是由溶解作用扩大了的孔隙，二者界限不明确，故有人将溶洞与孔隙合称为孔洞，或归入孔隙一大类。它们对油气主要起储集作用，在一定程度上也起通道作用。

裂缝是伸长状的储集空隙，主要起良好的连通作用，同时也可储集一定数量油气。下面分别按孔隙和裂缝两大类储集空间阐述其特征、控制因素及分布规律。

表 3-4 砂岩与碳酸盐岩储集性质的比较

特征＼岩石类型	砂 岩	碳 酸 盐 岩
沉积物中的原始孔隙度	一般25～40%	一般40～70%
岩石中的最终孔隙度	一般为原始孔隙度的一半或一半以上，储集层中普遍为15～30%	一般是原始孔隙度的很小一部分或近于零，储集层中普遍为5～15%
原始孔隙类型	几乎全为粒间孔隙	粒间孔隙一般较多，但粒内孔隙和其他类型孔隙也重要
最终孔隙类型	同 上	由于沉积以后的改造，溶洞、裂缝发育，变化很大
孔隙大小	与颗粒直径和分选作用有密切关系	与颗粒直径和分选作用关系较少，受次生作用影响大
孔隙形状	主要决定于颗粒形状	变化很大
孔隙大小、形状和分布的一致性	在均匀的砂岩体内一般有很好的一致性	即使在单一类型岩体内变化也很大，从具良好一致性到非常不均一
成岩作用的影响	由于压实作用和胶结作用，原始孔隙有所减小	影响很大，能够形成、消失或完全改变孔隙。胶结作用和溶解作用很重要
裂隙的影响	对储集层性质的影响一般不重要	对储集层性质的影响很大
孔隙性与渗透性的目估情况	半定量目估一般比较容易	从可半定量目估到不能目估，孔隙度、渗透率和毛细管压力很多情况下需要仪器测量
岩芯分析对评价储集层的作用	适于做岩芯分析	对大孔隙而言，最大直径岩芯也无法评价储集层
孔隙性与渗透性之间的关系	两者关系比较一致，一般决定于颗粒大小和分选情况	两者关系变化很大，一般与颗粒大小、分选情况无关

（一）碳酸盐岩的孔隙

1.孔隙的成因类型及其特征

碳酸盐岩的孔隙类型，划分方法甚多。现根据孔隙的形成时期与成岩作用之间的关系，可将其划分为原生孔隙和次生孔隙两大类（见图3-10、表3-5）。

（1）受岩石结构构造控制的原生孔隙

这类孔隙的发育是受岩石的结构和沉积构造控制的，分为下列几种：

①粒间孔隙

粒间孔隙是指各种碳酸盐颗粒之间的孔隙，是在沉积和成岩阶段由颗粒之间的相互支架作用而形成的，与砂岩的孔隙相似。只有当岩石中颗粒含量很高（一般应大于50%），形成颗粒支撑格架时才能出现粒间孔隙。孔隙度的大小与颗粒大小、分选程度、灰泥基质含量和亮晶胶结物的含量有密切关系，并易受到成岩后生作用的改造。粒间孔隙经常具有较高的孔隙度，是鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩和内碎屑灰岩等颗粒石灰岩常具有的孔隙。颗粒越粗，分选越好，灰泥和淀晶含量愈少，孔隙度愈高。世界上有相当多的碳酸盐岩油气储



图 3-10 孔隙类型示意图（黑影部分代表孔隙）

表 3-5 孔隙类型的划分

成因	孔隙类型	形成阶段				常见岩石类型
		沉积前	沉积时	成岩时	后生时	
受岩石沉积结构构造控制的原生孔隙	1.粒间孔隙		✓			各种颗粒灰岩(白云岩)，常见的如鲕粒灰岩、生物碎屑灰岩、内碎屑灰岩
	（包括遮蔽孔隙）		✓			
	2.粒内孔隙	✓				生物灰岩、鲕粒灰岩
	（包括体腔孔隙）	✓				生物灰岩
	3.生物骨架孔隙	✓				礁灰岩
	4.生物钻孔孔隙		✓	✓		石灰岩和白云岩
	5.鸟眼孔隙		✓	✓		
受溶解作用等形成的次生孔隙	6.晶间孔隙		✓	✓	✓	砂糖状结晶白云岩、结晶石灰岩、白云岩化石灰岩
	7.粒内溶孔			✓	✓	各种颗粒灰岩(白云岩)，常见的如生物灰岩、鲕粒灰岩
	8.溶模孔隙			✓	✓	
	9.粒间溶孔			✓	✓	
	（包括淋滤灰泥孔隙）			✓	✓	
	10.其它溶孔			✓	✓	质纯致密的石灰岩(白云岩)
	11.溶洞				✓	质纯粒粗厚层的石灰岩(白云岩)

集层是属于这种粒间孔隙类型。

遮蔽孔隙也是一种粒间孔隙，是由较大的生物壳体或碎片或其它颗粒遮蔽之下形成的孔隙。由于有较大颗粒的遮挡，孔隙内经常无灰泥充填。

②粒内孔隙（生物体腔孔隙）

粒内孔隙是指碳酸盐颗粒内部的孔隙，是在沉积前颗粒在生长过程中形成的孔隙。如生物体腔内的孔隙，是生物死后软体部分腐烂留下的孔隙，尚未被其它沉积物质充填。这种孔隙的绝对孔隙度可以很高，但有效孔隙度不一定大，必须有粒间或其它孔隙与它连通，使得体内孔隙彼此相通才有效。生物灰岩常具有这种孔隙，故又称为生物体腔孔隙。如腹足类介壳的体腔孔隙。个别鲕粒内部也有这类孔隙。

③生物骨架孔隙

骨架孔隙是由原地生长的造礁生物如群体珊瑚、层孔虫、海绵等在生长时形成的坚固骨架，在骨架之间所留下的孔隙，孔隙形状随生物生长方式而异，在骨架之间构成疏松多孔的结构，如各种生物礁灰岩，常具有高的孔隙度和渗透率。

④生物钻孔孔隙

生物钻孔孔隙是由某些生物的钻孔所形成的孔隙。其特点是：边缘圆滑，形态弯曲，状如蠕虫，常破坏原生层理，有时其周围层理也被搅乱。这种孔隙在沉积期和成岩期均可形成，但较为少见，孔隙常被完全充填。

上述②、③、④类三种孔隙，又可合称为生物孔隙。

⑤鸟眼孔隙

是一种透镜状或不规则状孔隙，常成群出现，平行于纹层或层面分布。鸟眼构造留下的孔隙，常比粒间孔隙直径大，多发育在潮上或潮间带，在成岩后期，由于气泡、干缩或藻席溶解而成，是网格状或窗孔状孔隙的一种类型。

⑥晶间孔隙

系指碳酸盐岩矿物晶体之间的孔隙。常呈边缘锯齿状。孔隙大小除同晶体大小及均匀性有关外，还受排列方式影响。颗粒粗而均匀，排列不规则者孔隙度较大，如砂糖状白云岩具有这种孔隙。颗粒细小的灰泥石灰岩，虽然也有晶间孔隙，孔隙数量很多，绝对孔隙度也可以很大，但与粘土岩相似，由于孔径太小，所以有效孔隙度很低。晶间孔隙可以是沉积时期形成的，但更多的是在成岩后生阶段由于重结晶作用、白云岩化作用等形成的。晶间孔隙虽有较高的绝对孔隙度，但若无其它孔隙连通时，有效孔隙度是很低的。

（2）溶解作用形成的次生孔隙

溶解孔隙，又称溶孔，是碳酸盐矿物或伴生的其它易溶矿物被地下水、地表水溶解后形成的孔隙。溶孔的特点是形状不规则，有的承袭了被溶蚀颗粒的原来形状，边缘圆滑，有时在边壁上见有不溶物残余。溶解作用产生的孔隙既可发生于后生阶段，如不整合面下的岩溶带，也可发生于成岩晚期和成岩早期（准同生阶段），后者一般多见于近岸浅水地带沉积物暴露水面的时候。

①粒内溶孔和溶模孔隙

粒内溶孔是指各种颗粒（或晶粒）内部，由于选择性溶解作用而部分被溶解掉所形成的孔隙，是初期的溶解作用造成的。

当溶解作用继续进行，粒内溶孔进一步扩大，直到颗粒或晶粒外圈全部被溶蚀掉而形

成与原颗粒形状大小完全相似的孔隙时，便称为溶模孔隙，亦称印模孔隙。常见的有生物溶模孔隙、鲕粒溶模孔隙（又称负鲕）、晶体溶模孔隙，都承袭了生物壳体、鲕粒或晶体的外形。

溶解作用再进一步发展，超出了原来颗粒的范围，不再受原来结构构造的控制，形成一些形状更大而无一定规则的孔隙，便是一般的溶孔溶洞了。

在溶孔或溶洞的内壁上，常沉淀有晶簇状的方解石或其它矿物的晶体，因此又称为晶洞孔隙。

为什么溶解作用偏偏选择在某些颗粒或晶粒内进行呢？这是因为这些组分是由不稳定的文石、植物根叶或石膏晶体等组成的，它们都是易　解或易腐烂的。有人认为某些生物壳体外面有一层极薄的但坚硬不易溶解的有机包裹体，当体内物质溶解时它未被溶，所以形成溶模孔隙。

②粒间溶孔

粒间溶孔是指各种颗粒之间的溶孔，它是由胶结物或基质被溶解后而形成的。溶解范围尚未或部分涉及到周围颗粒。若溶解作用更进一步，周围颗粒被溶蚀得很厉害，便是一般的溶孔溶洞了。

淋滤灰泥孔隙是粒间溶孔的一种类型。在灰泥含量较低的颗粒石灰岩中，由于有较坚硬不易压缩的颗粒作支架，颗粒间的灰泥基质也未受到压实，后来成岩阶段失水收缩时，灰泥体积缩小，会留下一些粒间孔隙，这些孔隙提供了以后地下水的通道，产生溶解作用，进一步将灰泥带走而扩大粒间孔隙。这种淋滤的灰泥孔隙也可具有较高的孔隙度。因为灰泥基质的作用，除了上述因收缩和淋滤溶解作用而形成粒间孔隙外，在沉积阶段，由于它占据了粒间的空间，便阻止了粒间水的进入，防止亮晶胶结物，后者对降低孔隙度有很大作用。

③其它溶孔和溶洞

除了上述的粒内溶孔和粒间溶孔而外，不受原岩石结构构造控制的由溶解作用形成的孔隙，一般统称为溶孔，形状呈不规则的等轴状，通常大于粉砂级。大型的溶孔称为溶洞。溶孔和溶洞之间无明确的界限，有人主张直径大于五毫米或一厘米者称为溶洞，有些溶洞可达数米或更大。

大的溶洞大都发育在厚层质纯的石灰岩或白云岩中。在钻井过程中遇到溶洞时，会有钻具放空、泥浆漏失、钻速加快、石钟乳或方解石晶体喷出等现象。如川东南地区，约有25%的井（川南有65.8%）钻井时有放空，大量方解石晶体在岩屑中出现，泥浆发生漏失，最大漏失量曾达5985立方米。古岩溶分布地区或层段，具有良好的储集性质，常有油气显示，易获高产。川东南的高产井约有80%以上有岩溶显示。

另外，成岩后生阶段的重结晶作用、白云岩化作用等，都可以形成一些次生的晶间孔隙和溶解孔隙。

以上是碳酸盐岩孔隙的成因分类，由于这种分类结合岩石的原有结构、构造和形成阶段，故能较好地寻找孔隙的发育与岩性岩相的关系。

2.孔隙发育的控制因素和分布规律

(1)原生孔隙

碳酸盐岩中原生孔隙的发育与原来岩石的岩性有密切关系。如最常见的粒间孔隙，发育在各种颗粒石灰岩中，同砂岩相似，其孔隙度和渗透率的大小，与颗粒大小、分选程度

关系密切，与灰泥基质含量成反比关系；晶间孔隙大小与晶粒大小及均匀性关系密切；各种生物孔隙的大小与生物个体大小和排列状况有关。

岩性是受沉积环境控制的，因此在碳酸盐岩发育区，储集层的分布在垂向地层剖面上有一定的层位，在平面分布上有一定部位。孔隙发育的岩石，多是一些粗结构的石灰岩，如粗粒屑石灰岩、粗晶石灰岩、生物灰岩。在沉积相带上都是属于滨海、浅海大陆架的浅滩、堤岛环境，还有坳陷边缘斜坡和局部隆起。礁滩沉积，在沉积旋回上属于海退阶段的沉积，因此在垂向剖面上，储集层处于两次海进之间的海退层序，其上下的海进程序的细粒碳酸盐岩（如含浮游生物的灰泥石灰岩）和暗色粘土岩则作为其生油层和盖层。在有些地区，往往有石膏、盐岩伴生，由于其致密不透水性，则是良好的盖层。所以详细研究碳酸盐岩剖面的沉积旋回，从其多旋回性的特点，可以找到多层储集层，多套生储盖组合，多套目的层。在平面上，从各种沉积相带的分布，可以了解到最适于孔隙发育的沉积相带分布区和尖灭地带，预测高产部位。所以从岩性沉积旋回和沉积相的观点来研究碳酸盐岩储集层的特点和分布规律，与碎屑岩一样，同样是有效的。

但是，由于碳酸盐岩经常会受到次生作用的改造，形成次生孔隙，使得原生孔隙很难原样保存下来。对碳酸盐岩孔隙影响较大的次生作用有溶解作用、白云岩化作用及重结晶作用。

（2）溶蚀孔隙

在碳酸盐岩孔洞的形成中，地下水的溶解作用具有重要意义。溶孔和溶洞的发育程度，主要决定于岩石本身的溶解度和地下水的溶解能力，而后者又受若干地质、地理条件的影响。

①岩石本身的溶解度　碳酸盐岩溶解度的大小与其Ca/Mg比值有密切关系。在地下水富含CO_2的一般情况下，溶解度与Ca/Mg比值成正比关系，即石灰岩比白云岩易溶。我国西南地区室内试验表明，若以纯石灰岩的溶解度为1，则白云岩的溶解度介于0.7～0.4。因此，在通常情况下，石灰岩比白云岩更容易产生溶蚀孔洞。

但是，在某些特殊情况下，地下水中富含硫酸根离子时，白云石的溶解度会大于方解石。在这种地区，白云岩中的溶蚀孔洞比石灰岩中更为发育。

碳酸盐岩中不溶残余物（主要是粘土）的含量，对溶解度有很大影响，二者成反比关系，即碳酸盐岩的溶解度随粘土含量的增加而减小。如四川乐山震旦系白云岩，孔洞发育的层位，其不溶残余物含量小于1%；当含量超过10%时，很少见有大溶孔。

根据上述岩石成分的两方面影响，碳酸盐岩的溶解度按下列顺序递减：

石灰岩 ⟶ 白云质灰岩 ⟶ 灰质白云岩 ⟶ 白云岩 ⟶ 含泥石灰岩 ⟶ 泥灰岩。

岩石的结构和构造对碳酸盐岩的溶解度也有影响。一般说来，随着颗粒变小，溶解度降低。这是由于颗粒或晶粒较细的碳酸盐岩含有粘土物质较多，包裹着方解石或白云石颗粒，使地下水不易直接与这些碳酸盐矿物接触，自然被溶解的机会就减少。粗粒结构的碳酸盐岩中，粘土含量较少，再者其粒间孔隙或晶间孔隙较大，地下水比较容易通过，易于产生溶蚀孔洞。

一般在厚层至中层状碳酸盐岩中孔洞发育好，薄层与非碳酸盐岩相组合的地层孔洞发育差。这是因为厚层碳酸盐岩一般是在相对稳定的环境下沉积的，不溶残余物含量较少，质纯，易产生孔洞。薄层碳酸盐岩一般为不稳定环境下的沉积，含不溶残余物较多，降低

了溶解度；而且在这种岩层组中，常伴有致密的粘土岩或泥灰岩与之成互层或夹层，妨碍地下水的运动，也不利于孔洞的形成。

②地下水的溶解能力　地下水的溶解能力是由地下水的性质和运动状态决定的。地下水并不是纯水，其中经常含有CO_2、H_2S、HCO_3^-、SO_3^-、O_2、Ca^{++}、Mg^{++}等等溶质，其中以CO_2成分最普遍，且对碳酸盐岩的被溶解能力影响最大。

当地下水中含有CO_2时，水溶液呈酸性，随着CO_2溶解量的增加，溶液的PH值降低，当其降至3.2时，便成为较强的酸性水，对碳酸盐岩的溶解能力大大增强。当这种地下水在碳酸盐岩地层中流动时，便逐渐将岩石溶解，并形成重碳酸盐被地下水带走。

反之，当水中缺乏CO_2时，则发生碳酸盐沉淀作用，堵塞孔隙，胶结岩石。

另外，岩石的溶蚀程度还与地下水的温度和压力有密切关系。曾经对碳酸盐岩样品进行淋溶试验，结果表明温度升高，淋溶物质数量增大（表3-6）。因此，地下水对碳酸盐岩

表 3-6　温度对碳酸盐岩淋溶作用的影响

温　度 °C	淋溶时间	每小时内1克标品淋溶数量，毫克		
		$MgCO_3$	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$
25	5时45分	0.20	0.42	0.62
50	4时30分	0.22	0.69	0.91

的溶蚀能力，同地温条件也有密切关系，一般认为，地温每增加10°C，溶蚀程度可能增加两倍。

③地貌、气候和构造因素的影响　地下水运动是造成溶蚀作用发育的重要原因，而地下水的运动却又与地貌、气候和构造等因素有关。

在地貌上，溶蚀带多在河谷和海、湖岸附近地区较为发育。因为这些地区是泄水区和汇水区，地下水浸泡溶蚀时间长，在这些地区的碳酸盐岩层内部往往发育有很大的暗河。

在气候上，温暖潮湿的地区，溶蚀作用最为活跃。

从构造角度观察，在不整合古风化壳地带，由于长期沉积间断，岩石出露地表遭受风化剥蚀，地表水沿断层、裂缝渗入地下，产生大量溶孔、溶洞、溶缝、溶道，形成规模巨大、错综复杂的溶蚀空间，称为岩溶带。如果构造运动使该区长期、不匀速上升；在上升快的时期，岩溶发育较差；上升缓慢时期，岩溶发育较好，这样好坏交替，就会形成多层岩溶带，在垂向上发育的厚度和深度可以持续很大。如果该区经历了多次沉积间断，有若干个不整合面，则相应可形成数个岩溶发育带。

当然，在张性断层经过的地区，张性裂缝多，岩体破碎，有利于地下水进出。从现代岩溶调查来看，岩溶带紧随断层分布，岩溶与断层的关系比河流与断层的关系更为密切。

对于褶皱而言，背、向斜的不同部位，岩溶发育程度也是不同的。一般情况下，背斜呈山构成补给区，向斜呈谷构成汇水区，故向斜轴部岩溶最发育。一般地说，褶皱轴部比翼部岩溶发育，但是在背斜倾没端、向斜翘起端，尤其是各类褶皱构造的交汇部位，岩溶最发育。

另外，地层产状是水平、倾斜或直立，岩层的组合方式（如透水层与不透水层的组合

形式）等，均对溶洞的延伸方向、排列和规模都有一定影响。如有多层透水层与非透水层间互组合时，可形成多层岩溶带，各岩溶带厚度受上、下不透水层限制。

所以，岩溶带的发育和分布受多种因素控制，既要综合考虑，又要结合各地地质情况具体分析。

岩溶带发育的深度视不同地区和不同地质时代而异。从我国东部岩溶分布来看：现代岩溶带所及深度一般在100～200米，甚至更浅些；第三系、第四系埋藏的洞穴可达到千米左右深度，地质时代更老的岩溶带可达两、三千米之深。岩溶带的厚度变化也很大，要视区域构造运动发育情况、古地貌、古水文地质情况以及岩层性质和组合情况而定，少者几米至几十米，多者数百米甚至上千米不等。

华北地区在奥陶系沉积以后，整体上升，经过长期沉积间断，古岩溶发育良好，涉及的层位较多，厚度可能很大。只要邻近地层有油源供给，便是岩溶性油气藏形成的良好地区。

（3）其它成岩后生作用对孔隙的影响

①白云岩化作用　一般说来，石灰岩被白云岩化作用以后，晶粒增大，岩性变疏松，孔隙度和渗透率大为增加。关于这个原因有多种假说。过去曾认为白云石交代方解石是分子交换，白云石晶体体积要比方解石晶体缩小12～13%，因此石灰岩发生白云岩化后，孔隙体积会增加12～13%。后来有人反对上述假说，认为白云石交代方解石，是等体积交换。近来又有人反对上述两种假说，主张溶解学说，即当下伏岩层中有富镁岩石时，地下水经过会从中带走较多的镁离子，往上运动到达上面石灰岩地层时，溶解方解石，沉淀出白云石。在这白云石交代方解石过程中，溶解作用大于沉淀作用，产生溶蚀孔隙，并且由于晶粒增大，晶间孔径变大，都会使白云岩化石灰岩的孔隙度和渗透率增加。

②重结晶作用　碳酸盐岩在成岩后生作用阶段，因温度和压力不断增加，会发生重结晶作用，结果晶体变粗，孔径增大，使晶间孔隙变大，有利于形成溶蚀孔隙。

重结晶作用首先从文石部分开始，因此，由文石组成的生物骨架、鲕粒和灰泥基质部分最容易发生重结晶。

③去白云岩化作用　当含硫酸钙的地下水经过白云岩发育地区时，将交代白云石，产生次生方解石，形成去白云岩化的次生石灰岩。其中方解石晶粒变粗，孔隙度增大，但分布比较局限，常呈树枝状或透镜状出现于白云岩中。

（二）碳酸盐岩的裂缝

1.裂缝的成因类型及特征

裂缝是碳酸盐岩中储集空间的一种重要类型，如我国西南地区一些碳酸盐岩油气田的形成，往往与裂缝有关。中东伊朗著名的阿斯马利石灰岩油气储集层，也是裂缝型的，从中钻成了三口万吨井。

裂缝的分类方法很多，主要是从成因来分，有下列五类：

（1）构造裂缝

系指岩石受构造应力的作用，超过其弹性限度后破裂而成的裂缝。它是裂缝中最主要的类型。构造裂缝的特点是边缘平直，延伸较远，具有一定的方向和组系。

构造裂缝还可以进一步按构造力学性质分为压性裂缝、张性裂缝、扭性裂缝、压扭性裂缝和张扭性裂缝。

(2) 成岩裂缝

在成岩阶段，由于上覆岩层的压力和本身的失水收缩、干裂或重结晶等作用所形成的裂缝，皆为成岩裂缝，也可称为原生的非构造裂缝。成岩裂缝的特点是分布受层理限制，不穿层，多平行层面，缝面弯曲，形状不规则，有时有分枝现象。

(3)沉积-构造裂缝

在层理和成岩裂缝的基础上，再经构造力形成的裂缝，如层间缝、层间脱空、顺层平面等。

(4)压溶裂缝

由于成分不太均匀的石灰岩，在上覆地层静压力下，富含CO_2的地下水沿裂缝或层理流动，发生选择性溶解而成，如缝合线。

(5)溶蚀裂缝

由于地下水的溶蚀作用，已扩大并改变了原有裂缝的面貌，难于判断原有裂缝的成因类型者，统归入溶蚀裂缝，又可简称为溶缝或溶道。溶缝为可辨认原来裂缝的形状和分布，溶道为溶缝的进一步发展，已辨不出原来裂缝了。

溶蚀裂缝在古风化壳上最为发育，由于长期的淋滤和溶蚀作用，可形成多种形式的溶蚀裂缝，其特点是：形状奇特，可呈漏斗状、蛇曲状、肠状、树枝状等。其中往往有陆源砂泥或围岩岩块等充填物。

大的溶缝溶道往往是和大的溶洞相连的，二者结合，形成很大的储集空间。

在实际工作中，除了分辨裂缝的成因外，还要描述或测量裂缝的一些特点，如裂缝的张开和填充情况、裂缝面的产状、裂缝走向与褶皱或断层的关系、裂缝的长度、宽度和密度，并注意其分布是否与一定岩性有关，或有一定层位。

2.裂缝发育的控制因素和分布规律

裂缝的成因类型不同，分布规律和控制因素也不一样，这里重点介绍构造裂缝和沉积-构造裂缝发育的控制因素和分布规律，因为它们常常是碳酸盐岩中油气运移的主要通道。

在纵向剖面上，裂缝往往发育在一定层位，主要受岩性控制；在平面上，裂缝往往发育在构造的一定部位，主要是受构造条件的控制。此外，还有地下水对它的改造。

(1)影响裂缝发育的岩性因素

裂缝发育的内因主要决定于岩石的脆性。岩性不同，脆性不一样，裂缝发育程度也不一样。脆性大的岩层裂缝发育。影响岩石脆性的有岩石的成分、结构、层厚及其组合、成岩后生变化等。

①岩石成分

各类碳酸盐岩和化学岩的脆性由大到小有这样的顺序：白云岩或泥质白云岩→石灰岩、白云质灰岩→泥灰岩→盐岩→石膏。所以，在其它条件相同的情况下，白云岩中裂缝最发育，石灰岩次之，泥灰岩最差。盐岩和石膏的脆性很小，可塑性大，不易产生裂缝，是油气藏的盖层或隔层。另外，碳酸盐岩中泥质含量增加时，会降低岩石的脆性，减弱裂缝的发育。相反，硅质含量增加时，会增加岩石的脆性，有利于裂缝的发育。如华北震旦亚界地层中，有些碳酸盐岩层尤其是白云岩中含硅质较高，裂缝很发育，裂缝虽不大，但组系和数量都很多，使岩层破裂很厉害，也是一种值得注意的储集空间类型。

②岩石的结构

质纯粒粗的碳酸盐岩脆性大，易产生裂缝，并且开缝较多。如生物灰岩中，介壳含量较高、排列又整齐者，裂缝密度较大。结晶灰岩中，结晶粗的脆性比结晶细的大，因为碳酸盐矿物属离子型晶体，具有沿所有平面滑动的能力。且晶体内的节理面结合力弱，受力时也最易滑动，晶粒越粗，节理越清晰，粒间结合力越弱，故脆性越大。

③岩层的厚度及组合

薄层状的碳酸盐岩中裂缝的密度较大；但裂缝的规模较小，容易产生层间缝和层间脱空，特别是夹于厚层中的薄层更易如此。厚层状碳酸盐岩中裂缝的密度较小，但裂缝的规模较大，裂缝则以立缝和高角度斜裂缝为主。

④白云岩化

白云岩化作用使石灰岩变为白云岩，晶粒由细变粗，都增加岩石的脆性，使裂缝易于发生。

（2）影响裂缝发育的构造因素

控制裂缝的构造因素，主要是作用力的强弱、性质、受力次数、变形环境和变形阶段等。一般情况是受力强、张力大、受力次数多的构造部位裂缝发育，相反则差；同一碳酸盐岩中，在常温常压的应力环境下裂缝发育，在高温高压环境下则发育较差；在一次受力变形的后期阶段，裂缝的密度大、组系多，前期阶段则相应的较小或少。这些条件的时空配合，控制着裂缝的分布规律。

①局部构造上裂缝的分布

局部构造上裂缝的分布，视褶皱的类型而异(图 3-11)：

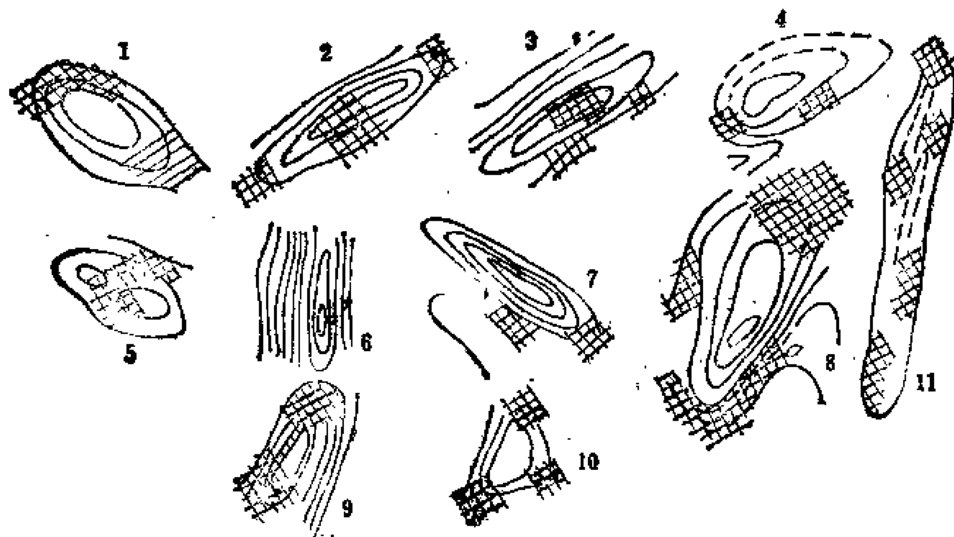


图 3-11 由碳酸盐岩组成的各类构造上裂缝发育带的分布
地台型隆起 1—7西西伯利亚南部； 8—俄罗斯地台；
褶皱型隆起 9—10南米努辛盆地；11—西阿鲁陀背斜

在狭长形长轴背斜构造上。裂缝沿长轴成带分布，在高点最发育，裂缝以张性纵缝（裂缝走向平行于褶皱轴线）为主，高点部位尚有张性横缝（裂缝走向垂直褶皱轴线）和层间脱空；两翼不对称者，张性横缝偏于缓翼，轴线扭曲处的外侧，张性横缝发育。

在短轴背斜上，裂缝沿轴部分布，在高点最发育。裂缝的组系和发育程度与褶皱强度

有关，平缓的低丘状，以一对共轭的斜裂缝为主，裂缝发育程度相对较差；高丘状者，既有斜裂缝，又有张性纵缝和横缝，发育程度也较高。这类背斜在被断层复杂化时，裂缝的分布也随之而变化。

在箱状背斜上，裂缝在肩部最发育，其次在顶部。在肩部既有张性纵缝，又有扭性缝，还有层间脱空；在平缓的顶部，以两组斜裂缝为主，如弯曲增大时，则发育纵缝和横缝。

在穹窿状背斜上，裂缝发育区集中在顶部；裂缝组系以一对斜交缝为主，并有纵缝和横缝发育，组成放射状，向顶部集中。

总之，背斜的高点、长轴、扭曲和断层带等部位，都是裂缝最发育的地方。因此，搞清地下构造形态，是提高钻探成功率的关键。

②向斜地带裂缝的分布

向斜地带裂缝的发育程度与褶皱强度有关，这是同背斜地带的相似处。但是，背斜与向斜中应力的分布不一样，裂缝的类型和性质也不同。例如，从剖面上看，背斜的上部张扭性裂缝发育，下部压扭性裂缝发育；向斜则与之相反，上部压扭性裂缝发育，下部张扭性裂缝发育。所以，在向斜地带储集层下部裂缝很发育，在向斜部位钻探时，要尽可能钻穿储集层底部，揭开张扭性裂缝带。

③断层带上裂缝的分布

从广义上说，断层也是断裂的一种类型，不过断层两侧的岩块已发生显著位移而与裂缝相区别。在断层发育过程中，由于位移滑动引起的应力，会促使老裂缝进一步发育，并形成一些新裂缝。断层带上裂缝的发育和分布有如下规律：

低角度断层引起的裂缝比高角度断层的更为发育；

断层组引起的裂缝比单一断层引起的发育；

断层牵引褶皱的拱曲部位裂缝最发育；

断层消失部位，由于应力释放而引起的裂缝也很发育；

紧靠断层面附近，为角砾缝带，缝大小视断层的性质而异，张性断层比压扭性断层的大。羽状裂缝发育于角砾缝外侧，张性裂缝和扭性裂缝均有。

三、碳酸盐岩储集层的类型及其特征

根据碳酸盐岩中储集空间类型的不同，可将碳酸盐岩储集层划分为四种类型：

（一）孔隙型储集层

主要发育粒间孔隙、晶间孔隙、生物骨架孔隙、白云岩化孔隙等颗粒之间的孔隙的碳酸盐岩皆属此类。世界上有许多特大油田的储集层都是这种类型，如沙特阿拉伯的加瓦尔油田是上侏罗统阿拉伯组D段砂屑灰岩（主要由钙藻、有孔虫、层孔虫等骨屑组成）产油，孔隙度21%，渗透率4000毫达西，横向分布稳定，产量高，探井成功率高；伊拉克的基尔库克油田是第三系生物礁块储油，以生物骨架孔隙为主，伴有溶洞、裂缝。此类储集层多分布在潮下带—开阔海的生物礁带及鲕粒滩。

（二）溶蚀型储集层

主要发育各种溶蚀孔隙，尤其在岩溶发育地区，溶洞、溶沟常互相连通，成为一个洞穴系统。这类储集层常分布在不整合及大断裂带附近，地下水沿不整合面或大断裂带向下

渗透淋溶．形成洞穴发育的溶蚀带。在山东省下古生代石灰岩中发育许多大溶洞，如蒙阴县盘车沟寒武系张夏组底部有著名的朝阳洞；莱芜县东泉河村A—10号钻孔在井深50.86米处，遇中奥陶统石灰岩大溶洞，深达13.52米；邹县24号孔钻至奥陶系古风化壳，钻具放空4.99米，最大产水量可达6000米^3/日[27]。所以在华北下古生界古风化壳内勘探应特别注意这类储集层。

（三）裂隙型储集层

主要在致密、性脆、质纯的碳酸盐岩中发育各种构造裂缝，它们既可作为油气储集空间，也可成为渗滤通道，尤其是在纵横交错构成裂隙网时，更是良好的储集层。伊朗许多著名的世界性特大油田，都是由第三系阿斯马利石灰岩裂隙型储集层产油，其突出特点是单井日产量高，例如加奇沙兰油田，单井日产量最高可达13000吨，年平均单井日产为4200吨；现产量居伊朗第一位的马龙油田，年平均单井日产为4800吨。我国冀中坳陷的任丘油田主要生产层也可能属此类型。

（四）复合型储集层

实际上多数碳酸盐岩储集层是属于复合型的，原生孔隙、溶蚀洞穴、构造裂缝三者常同时出现，或同时发育其中的两种。这样，原生孔隙、溶蚀洞穴都可成为油气储集空间，裂缝主要发挥渗滤通道作用，构成统一的孔隙-洞穴-裂缝系统，更有利于形成储量大、产量高的大型油气田。

第4节　其他岩类储集层

其它岩类储集层是指除碎屑岩和碳酸盐岩外的各种岩类储集层，如岩浆岩、变质岩、粘土岩等。这类储集层的岩石类型尽管很多，但在世界油气总储量中只占很小的比例，故其意义远不如碎屑岩和碳酸盐岩储集层。但不论在国内外，确实在这类储集层中获得了一定产量的油气，这就为我们研究油气储集层扩大了领域。到目前为止，我国已在火山岩、结晶基岩、粘土岩里获得了工业性油流，并具有一定的生产能力。

一、火山岩储集层

主要是指火山喷发岩形成的储集层，常见的有玄武岩、安山岩、粗面岩、流纹岩，此外，还有火山碎屑岩（包括各种成分的集块岩、火山角砾岩、凝灰岩）。由于后者的成因及分布均与火山喷发岩密切相关，故从油气勘探的角度往往把火山喷发岩和火山碎屑岩形成的储集层统称为火山岩储集层。

以火山碎屑岩为储集层的油田比较常见，而以火山喷发岩做储集层的油田为数不多。比较典型的如日本新潟县在海相上第三系中发现了一系列与火山岩有关的小型油气田。地层为一套暗色泥岩与凝灰岩、砂岩互层，夹数层火山碎屑岩（层位不稳定），储集层主要是凝灰质砂岩，其次为火山碎屑岩

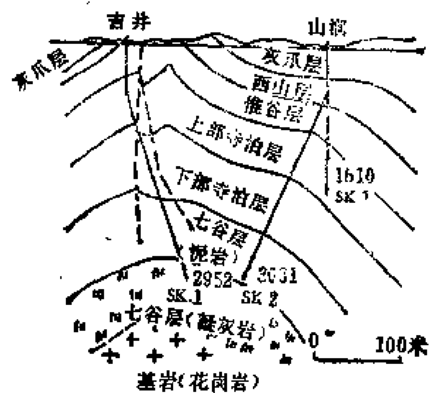


图 3-12　日本吉井气田剖面图

和火山岩。其中有十一个油气田的油气是储集在凝灰质砂岩中，在凝灰角砾岩中四个、火山集块岩中五个，另有两个在火山喷发岩中。吉井气田即为一例，系一狭长背斜构造，天然气产自中新世七谷层下部凝灰岩中(图3-12)。在气田中心部分是水中喷发熔岩岩流——石英粗面岩，周围是略为疏松的石英粗面质凝灰岩。靠近背斜轴部喷发中心的井产量较高(>10万米³/日)，中等产量的井(3～4万米³/日)多产自凝灰岩中的火山岩夹层，而低产井(<1万米³/日)和干井，一般未钻遇火山岩，气井产量与火山岩厚度有关，火山岩越厚，产气量越高，测得的火山岩孔隙度为10～20%，凝灰岩孔隙度15～25%。

我国下辽河坳陷某油田，在下第三系沙河街组三段（盆地的主要生油层系）下部的火山岩里也获得了工业油流，产层岩性为凝灰岩、粗面岩。初产量可达14吨/日(6毫米油嘴)，酸化后可增至数十吨。此外，还在玄武岩、安山岩、流纹岩、辉绿岩、火山角砾岩的岩芯裂缝、孔隙中见到油气显示，根据岩芯测定裂隙率达2～3%，孔隙度17～25%，渗透率为1～90毫达西。

通过对火山岩储集层油气藏的勘探实践，认识到火山岩含油性的好坏与下列两个因素关系很大。

1.发育于生油层系之中或其邻近的火山岩，由于具备了充足的油源，所以含油有利。如下辽河坳陷的下第三系沙河街组三段是厚600～1000米的深灰色泥岩、油页岩，是盆地的主要生油层系，因而位于其中的火山岩含油性最好。日本新潟县油气区第三系的暗色泥岩为生油层，七谷层上部为厚达数百米的暗色泥岩，下部的凝灰岩便成为主要的产层。

2.火山岩、火山碎屑岩储油物性的好坏是决定火山岩的含油程度的基本条件。

火山岩在冷凝过程中所含的气体逸出产生气孔，同时由于体积收缩形成一些微裂缝，这些气孔、裂缝被地下水中溶解的碳酸钙和后期的热液产物沸石充填较剧，连通性差，但这些岩石性脆，因此在构造力作用下产生的构造裂缝对其储油物性的影响较大。火山碎屑岩的储集空间为粒间孔隙，胶结物为火山灰或熔岩，其含量差别很大，物性变化大，因而形成的构造裂缝同样是影响储油物性的重要因素。

在我国许多含油气盆地里，如四川盆地二叠系的峨嵋山玄武岩；下辽河坳陷、济阳坳陷、江汉盆地的下第三系中均发现有火山岩。比较起来，小型断陷盆地常见。从各沉积盆地区火山岩分布资料看，大部分发育在盆地边缘坳陷与隆起的过渡地带，其发育常与大断裂或断裂破碎带有关，主要沿断裂有裂隙式火山岩喷发，局部有中心式喷发，分布范围不大，向盆地中心或远离断裂火山岩分布很少，这些火山岩的喷发期明显地受盆地升降运动旋回的控制，其强度也受沉降强last的控制。

二、结晶岩储集层

结晶岩储集层是指各种岩浆岩和变质岩类，它们都有不同程度的结晶，故也称结晶岩系。在含油气盆地中这种结晶岩系往往构成了沉积盖层的基底。当这些结晶岩由于受到长期而强烈的风化，在其表层常出现一个风化孔隙带，使岩石的孔隙性和渗透性大大增加，成为油气储集的良好场所，因而这类储集层多分布在基岩侵蚀面上。

我国酒泉西部盆地鸭儿峡油田基岩油藏，产油层为志留系变质岩基底，由板岩、千枚岩及变质砂岩组成，其上为下白垩统泥砾岩与砂质泥岩所不整合覆盖，下白垩统为盆地主要生油层系。根据岩芯测定，基岩孔隙度在2.5%以下，渗透率接近于零，但裂隙发育，平

均裂缝密度＞40条/米，这些裂隙提供了油气储集空间，高产井主要沿断裂分布，期间有干扰现象，断层附近裂隙率高，连通性好。

又如美国得克萨斯州里顿泉油田，基性岩浆岩（蛇纹岩）沿基底断裂带溢出，在下白垩统上部石灰岩表面形成低角度的火山锥，经风化蚀变促使孔隙和裂隙发育，其上为上白垩统页岩和泥灰岩所覆盖，石油聚集于岩浆岩顶部的裂隙性储集层中（图3-13），原油是从上白垩统页岩和泥灰岩中运移进去的。



图 3-13　美国里顿泉油田剖面图

此外，我国准噶尔盆地克拉玛依油田的基岩——志留系、泥盆系变质岩风化裂隙带中，也有一定的产油能力。

结晶岩类储集层的储集空间，主要是些风化孔隙、裂隙，以及构造裂缝，故这类储集层多发育在不整合带，在盆地边缘斜坡以及盆地内古地形突起上，位置较高，风化孔隙更发育些，同时构造条件使裂隙在区域性发育的基础上重复加强，形成有一定方向性和连通性的裂隙密集带，提供了油气储集的良好场所。

三、泥质岩储集层

泥质岩与碎屑岩在沉积剖面中往往呈互层，其分布也是很广泛的。但由于泥质岩的孔隙很小，属微毛细管孔隙，流体在地层压力条件下是不能在其中流动的，因为它的排替压力往往大于地层压力，只有那些比较致密性脆的泥质岩，如页岩、钙质泥岩等在构造力作用下产生了较密集的裂缝，或泥质岩中含有易溶成分如石膏、盐岩等，经地下水溶蚀形成溶孔、溶洞时，才能形成储集层，而且其局限性很大，储集条件亦较差。

如我国青海省柴达木盆地油泉子油田第三系钙质泥岩，因发育有密集的裂缝而使油储集于其中，形成工业性产层。

江汉盆地含石膏泥岩裂隙、晶洞中也见到工业性油流。

由上述可见，这类致密岩石之所以能够在一定条件下成为油气储集层，主要是由于次生作用（风化、溶蚀、构造运动等）形成一系列缝洞系统的结果，但由于岩性致密，则储集空间的形成条件较复杂，因而储油物性的变化规律不易掌握，目前研究得还不多，故勘探初期不宜专门布探井，而应有计划地结合其它储集层的勘探，对受力较大部位和古风化壳寻找孔隙-裂缝发育带。

储集层是石油和天然气储存、聚集的场所，储集层的有无和发育程度，往往影响一个地区油气的有无及好坏，是评价一个地区、一个构造含油性的重要条件，是油气勘探工作中的核心问题之一。所以在油气勘探的各阶段，对储集层的研究，从来就是石油地质学家的一项十分重要的任务。

第5节　储集层的研究

储集层是形成油气藏的基本条件之一。掌握储集层的层位、类型、形态、分布和储集性质的变化规律，对查明地下油气藏的类型、分布和生产能力，都有着重要意义。在石油地质工作中，对储集层的研究主要包括两方面任务：（1）研究储集层的储集性质及其变化

规律；（2）研究储集层的分布规律。

一、研究储集层的物性

在油气勘探工作中，对储集层物性的研究主要是孔隙性、渗透性及孔隙结构等方面。在野外地质工作过程中，对储集层进行宏观研究，观察孔隙的类型、大小、形状、连通性及充填情况，详细记录，并且进行必要的素描、摄影和半定量统计；同时，还要有目的地采集样品送中心实验室进行各项分析，利用现代技术设备，对储集性质进行微观和定量研究。碎屑岩类储集层要详细研究孔隙与喉道特征，碳酸盐岩类储集层除孔隙与喉道外，还要加强对裂缝和洞穴的研究。

储集岩的孔隙结构是指孔隙与喉道的配置关系。孔隙和喉道的大小及其配置关系是影响储集层渗透性能的两个重要因素。因此，近几年来采用各种方法研究储集岩的孔隙结构，多系将观察和测量结果进行数理统计的方法，大致分为：直接观察法（野外和岩芯观察、偏光显微镜观察、电子显微镜扫描观察）、物理-化学法（吸附法）、毛管驱替法（压汞法、重力法、离心法）和矿场研究法（地球物理测井法、渗流力学法）。通过上述研究，编制出等孔隙度图、等渗透率图、毛管压力曲线、试井曲线及其他图件，并拍摄各种宏观和微观照片；对碳酸盐岩储集层还要进行裂缝和洞穴形成机理的研究，统计单位距离内的裂缝条数（裂缝密度）、单位面积内的裂缝总面积（裂缝率）、单位面积内的洞穴总面积（洞穴率），查明裂缝的组系、溶蚀带的层数及其分布规律。综合上述成果，对储集层的物性可以得到一个比较正确的认识。

但是，尚需指出：不少研究方法欠成熟，无论在理论基础或是分析操作方面，都还有待进一步提高和完善，尤其是如何将储集层的宏观与微观特征紧密结合、将孔隙结构特征与沉积条件紧密结合，以便根据沉积相特征预测储集层物性的好坏及其变化规律，都是尚需深入研究的课题。

二、研究储集层的分布

结合野外地质观察、数字地震勘探、地质录井和实验室分析资料，利用地震地层学方法，在电子计算机上模拟各种碎屑岩和碳酸盐岩储集层的分布，是储集层研究的又一个重要方面。因为沉积环境直接控制不同沉积物的特征、分布及发育程度，所以，对油气勘探而言，不但需要划分海相、陆相、海陆过渡相等大的沉积相类型，而且要进行详细的微相划分，再造各种砂、砾岩体和碳酸盐储集层的沉积环境和古地理条件，从而推测储集层的成因类型，预测其变化特征及分布范围，指出有利的油气储集地带。

对碎屑岩储集层分布的研究，要详细收集露头和井下岩芯的矿物成分、颜色、结构、构造、生物化石及厚度等资料，结合地震相和沉积相研究，编制地层等厚图、砂岩等厚图、砂岩百分含量等值线图、轻矿物和重矿物百分含量图，以及其他有关结构、构造、化石等方面的基础图件，进行综合研究，分析物源方向，确定砂岩体的位置、类型及分布范围。

碳酸盐岩储集层在储集空间类型、成岩后生变化及其控制因素等方面，都比碎屑岩储集层复杂得多。一方面同碎屑岩相似，要收集各项资料和数据，编制各种基础图件，进行沉积环境和古地理研究，寻找和确定鲕粒灰岩、碎屑灰岩、生物碎屑灰岩及生物礁块灰岩

等粗结构碳酸盐岩分布的有利相带，从而指出孔隙型碳酸盐岩储集层的类型、变化及分布范围；另一方面还要加强构造力学和古岩溶学的研究，分析构造裂缝的成因类型、特征、组系方向及发育部位，探讨古岩溶带的特征、层数、厚度、深度及分布范围，从而确定裂隙型碳酸盐岩储集层的类型、变化及分布范围。

最后，还应指出，今后必须加强对储集层的形成条件及储集特征的综合研究，既要研究古代储集层，再造它们的沉积环境及古地理特征，总结出各类储集层的沉积模式；同时还要研究各种沉积环境的现代沉积，将今论古，同古代储集层的沉积模式进行比较，找出各类储集层的形成和分布规律，以便更有效地进行油气勘探。

第6节　盖层及生储盖组合

一、盖　　层

任何一个区域，要形成油气藏只具有生油层和储集层还是不够的，要使生油层中生成的油、气，运移至储集层中不致逸散，还必须具备不渗透的盖层。盖层是指位于储集层之上能够封隔储集层使其中的油气免于向上逸散的保护层。盖层的好坏，直接影响着油气在储集层中的聚集和保存。

自然界中，任何盖层对气态和液态烃类只有相对的隔绝性，在地层条件下的烃类聚集都具有大小不同的天然能量，它能驱使烃类向周围逸散，因而必须有良好的盖层封闭才能阻止烃类散失，使其聚集起来形成油气藏。

盖层之所以具有封隔性，过去单纯认为是由于岩性致密、无裂缝、渗透性差所致，现在看来具有较高的排替压力也是一个重要原因。所谓排替压力是指某一岩样中的润湿相流体，被非润湿相流体开始排替所需的最低压力。由于沉积岩多被水润湿，油气要通过它进行运移，必须首先排替其中的水，才能进入其中。如果驱使石油运移的动力未达到进入盖层所需的排替压力值，则石油就被遮挡于盖层之下。

岩石排替压力的大小同其孔隙和喉道的大小有直接关系。M.T.赫伯特于1953年曾经计算过不同粒级沉积物中，水排替石油所需的压力值（表3-7）。尽管这个表是水排替油的压力值，但仍反映了不同粒级岩石与排替压力之间的理论关系。用压汞法测量的结果，也说明泥岩具有较大的排替压力，可以成为良好的盖层。随着沉积岩颗粒粒级增大，排替压力就会相应降低。

表 3-7　不同粒级沉积物中水排替油的压力

沉积物	颗粒直径，毫米	排替压力，大气压
极细粘土	10^{-4}	40±
粘土	<1/256	>1
粉砂	1/256～1/16	1～1/16
砂	1/16～2	1/16～1/500
砾	2～4	1/500～1/1000

岩石排替压力的大小，与流体性质也有一定关系。在亲水岩石中，油水界面张力小于气水界面张力，所以在相同粒级条件下，石油比天然气更易排替岩石中所含的水。但是，由于气、水密度差远远大于油、水密度差，浮力使气更易散失，并且气体易于扩散，活动力强，所以，气藏对盖层的要求比油藏更为严格。

常见的盖层有页岩、泥岩、盐岩、石膏和无水石膏等类型。页岩、泥岩盖层常与碎屑岩储集层并存；盐岩、石膏盖层则多发育在碳酸盐岩剖面中；在构造变动微弱的地区，裂缝不发育，致密的泥灰岩及石灰岩也可充当盖层。1977年H.D.克莱姆（Klemme）统计了世界上334个大油气田的盖层，页岩、泥岩盖层的大油气田占总数的65%，盖层为盐岩、石膏的占33%，致密灰岩充当盖层的占2%，松辽、华北、墨西哥湾、西西伯利亚等盆地多以粘土岩为盖层，四川、江汉、沙特阿拉伯等地的油气田则多以蒸发岩为盖层，中东阿布扎比和北非利比亚的某些油田的盖层是致密的石灰岩。

近来有人提出在某些盆地中的欠压实粘土岩，具有与其埋藏深度不相适应的高孔隙度和异常高的地层压力，超过流体静压力的2～3倍。这种异常高的地层压力可以阻止下伏储集层中的油气向上逸散。如果这些粘土岩进一步压实，其地层压力逐渐趋于正常，则代之而起的将仍为排替压力的作用。

盖层厚度与封隔能力之间的关系，尚待研究。我国某些油气田的盖层类型及厚度见表3-8。据松辽盆地的经验，泥岩厚度小于20米者，一般不能作为盖层；川南三叠系气藏的石膏盖层厚度一般仅20米左右，但在长垣坝和高木顶两气田则见6～10米厚的石膏盖层就能封隔独立的工业气藏。所以，膏盐地层比粘土岩的封隔性更好。盖层厚度对其封隔能力不起决定作用，关键在于排替压力的大小和裂缝发育程度，当其具有足够大的排替压力又无裂缝的岩层，即使厚度不大也可成为良好盖层。

表 3-8　我国某些油、气田的盖层

油气田名称	盖层类型	盖层厚度，米
大庆	泥岩、页岩	350
胜利	泥岩、页岩、石灰岩等	150～250
孤岛	泥岩、页岩	750～800
老君庙	泥岩、页岩	70～120
高木顶(Tc^3)	石膏	10
长垣坝(Tc^1)	石膏	6

对于排替压力不够大的盖层，油气尚可缓慢进入，它不能封隔油气，只能起障碍作用，这时盖层越厚，对油气运移速度的影响越大，它就可以成为一个临时的盖层。所以，当盖层的排替压力不够大时，加大盖层厚度仍有一定作用。

二、生储盖组合

在地层剖面中，紧密相邻的包括生油层、储集层、盖层的一个有规律的组合，称为一个生储盖组合。由于在实际地层剖面中，岩性往往是过渡的，互相交替，厚薄不一，所以对生储盖组合的划分不是截然的，一般取相近的主要生油层、主要储集层和盖层，划为一个

生储盖组合。

根据生、储、盖层三者在时间上和空间上的相互配置关系，可将生储盖组合划分为四种类型（见图 3-14）。

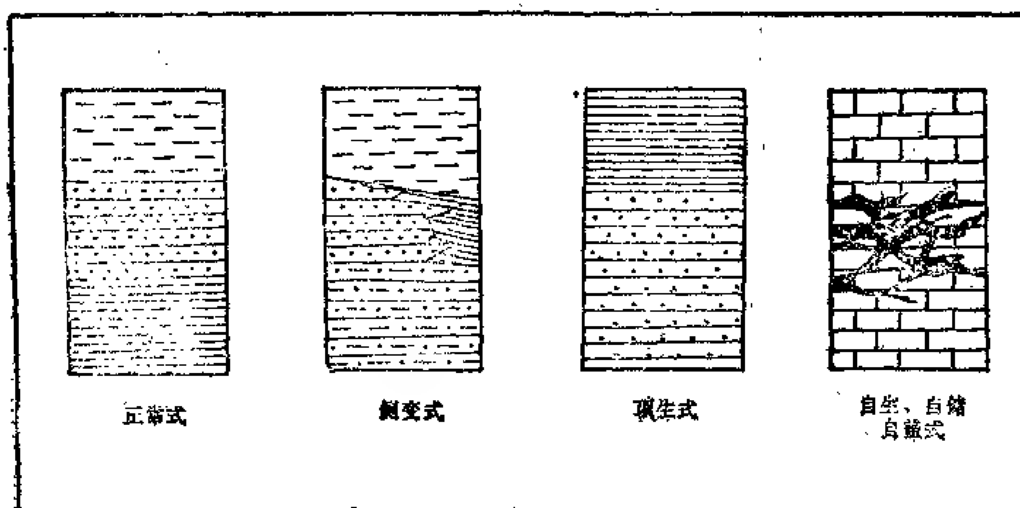


图 3-14 生储盖组合类型示意图

正常式生储盖组合：指在地层剖面上生、储、盖层表现为由下而上的正常分布关系，即生油层位于组合下部，储集层位于中部，盖层位于上部。这种组合类型又根据时间上的连续或间断细分为连续式和间断式两种。油气从生油层向储集层垂向运移为主。正常式生储盖组合是我国许多油田最基本的组合方式。

侧变式生储盖组合：这种组合类型是由于岩性、岩相在空间上的变化而导致生、储、盖层在横向上发生变化而形成。这种组合多发育在坳陷内生油凹陷向边缘斜坡过渡带或隆起的斜坡上，由于岩性、岩相横向发生变化，使生油层和储集层同属一层为主要特征，二者以岩性的横向变化方式相接触，油气以横向的同层运移为主。我国新疆准噶尔盆地西北边缘的克拉玛依-乌尔禾油区二叠系乌尔禾群即属此种。

顶生式生储盖组合：生油层与盖层同属一层，而储集层位于其下的组合类型。例如我国华北地区发现的下第三系沙河街组泥岩直接盖于古生界碳酸盐岩之上，前者既为生油层又可作盖层，后者具有孔隙、溶洞、裂缝的石灰岩为储集层。

自生、自储、自盖式生储盖组合：石灰岩中局部裂缝发育段储油、泥岩中的砂岩透镜体储油和一些泥岩中的裂缝发育段储油都属于这种组合类型，最大特点是生油层、储集层和盖层都属同一层。四川盆地川南二叠系石灰岩某些气藏、柴达木盆地油泉子构造泥岩裂隙油藏等，均属此种组合方式。

我国石油地质工作者总结油气勘探经验，从生油层与储集层的时代关系，提出新生古储、古生新储和自生自储三种型式。较新地层中生成的油气储集在相对较老的地层中，为新生古储；与此相反，较老地层中生成的油气运移到较新地层中聚集，属古生新储；而自生自储乃指生油层与储集层都属于同一层位。以上三种型式的盖层都比储集层新。

在任何一个区域，正确划分生储盖组合，对于预测可能油气藏类型、指出有利的勘探地区，具有重要的意义。

第四章 石油和天然气的运移

第1节 油气运移概述

石油和天然气在地壳内的任何移动，都称为油气的运移。

油气运移可以导致石油和天然气的聚集，油气藏的形成；同样，也正是油气运移可以导致石油和天然气的分散，已形成的油气藏的破坏。是集中还是分散，是形成还是破坏，这决定于周围的地质环境。

石油和天然气的运移，是它们在生油层中生成之后就开始的；所以，油气运移是油气生成过程的继续。在生油岩中生成的、呈分散状态的油气，经过初次运移进入储集层中；在储集层中，又经过二次运移，进入具有圈闭条件的地方聚集起来而形成油气藏。已经形成的油气藏，可以由于圈闭条件的改变，或其他原因而遭到破坏，使得油气重新运移；并可能在新的圈闭中再聚集，造成一个新油气藏的再形成；或者是流失地表，遭到完全破坏。总之，油气运移是和油气藏的形成、破坏、再形成连系在一起的。由此可见，研究油气运移的重要性。

油气运移概念的产生是与人们长期实践活动分不开的，人类很早就在地壳上发现石油和天然气地表的油气显示——油苗和气苗。这些显示是以各式各样的形式，从地下运移或流失至地表的石油和天然气，它无疑是油气运移的证据。同时，通过油气藏的勘探及研究工作，发现油气聚集与背斜构造有密切关系，而且油、气、水在背斜构造中总是按其比重分异存在的，即油在中部，气在上部，水在最下部。这说明在油气藏内部，油气水同样有运移过程存在。此外，在油气田的开发开采实践当中，可以看到油气从地层中流入井内的事实；而且可以看到同一油藏内，相距一定距离的井，在生产过程中，产量互有干扰的现象。这一切事实都说明，在地壳内，石油和天然气是能够运移的。研究油气运移问题，是石油地质学的重要问题之一。

油气运移问题要研究的内容很多，但是最基本的内容应该是油气在运移当中的物理状态、运移方式、促使油气运移的动力因素、油气在生油层中进行初次运移的机理、油气在储集层中所进行的二次运移过程，以及运移的时期、方向、规模等等。很显然，这些问题的了解，对研究油气藏的形成及油气勘探工作，有着重要的理论意义和实际意义。

油气运移问题是一个很复杂的问题，也是国内外研究比较薄弱的问题。近几年来，在国外有些杂志中，如“美国石油地质家协会会志”、苏联的“油气地质”、日本的“石油技术协会会志”、以及“法国石油研究院学报”等发表了不少文章，对油气运移问题提出了一些看法，观点不完全一致，同时也提出了不少要解决的问题。要解决这些问题，只能通过理论推测的方法、实验的方法和从实际油田地质情况出发进行总结归纳的方法，进行综合研究。由于各地区的地质条件是千变万化的，所以对一些结论和认识，必须结合要实究地区的实际地质情况，进行具体分析，才能得出比较切目油研前研看。这是际的究法合气运移问题时很值得注意的，也是我们学习关于油气运移内容时需要注意的。

第2节　石油和天然气的初次运移

在生油层中生成的石油和天然气，自生油层向储集层中的运移，称为初次运移。

生油层中生成的石油和天然气，最初是呈分散状态存在于生油层中的。要形成有工业价值的油气藏，就必须经过运移和聚集的过程，而初次运移在油气藏形成过程中占重要地位。如图4-1所示。

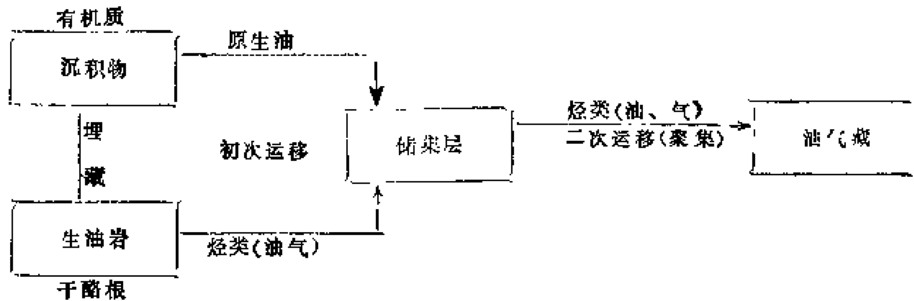


图 4-1　油气运移聚集过程示意图

如果我们能比较清楚地了解初次运移的意义、运移的因素、时间和物理状态，显然对研究油气藏的形成有重要意义。但是，长期以来，对这些重要问题研究是很不够的。近几年来，国外有些学者在这方面做了一些研究工作，取得了可喜的进展；其中比较重要的有美国地质学家H.D.赫德伯格、日本的真柄钦次（K.Magara），法国地质学家B.P.蒂索，澳大利亚的查普曼等，他们于1977～1985年先后发表过有关这方面的著作；我国有关同志也发表了一些文章，他们对油气的初次运移都作了比较科学的论述。目前对油气初次运移的认识有如下几个主要方面。

一、研究石油的初次运移对石油勘探的实际意义

1．确定生油岩的排烃有效厚度：根据生油岩中烃类含量的分析，可以确定生油岩排烃的有效厚度。如图4-2所示。该图表示阿尔及利亚地区的储集层上覆泥盆系页岩生油岩中，烃类的含量，以及胶质、沥青质的含量。单位以毫克/克$_{有机碳}$（即以每克有机碳中，所含烃类的毫克数）表示之。

从图中可以看出，生油层初次运移有效排烃厚度约为28米（上、下距储集层各14米）。当然这个数字不是绝对的，更不是在任何地区都是一样的；但是它给我们提供了一个极其重要的概念，即并不是生油层中所有的烃类都全部能初次运移排到储集层中，而是只有与储集层相接触的一定距离内生油层中的烃类才能排出来。这个有效的距离就是生油层排烃的有效厚度，其具体数字在各个不同地区可能有所不同。

我国渤海湾盆地黄骅坳陷板桥生油凹陷中，属三角洲体系中的生、储、盖组合关系，以侧变式和交互式为主要形式，生油层连续厚度小，一般为100米左右，比较有利于油气的初次运移。因此，在生油层泥岩中未发现活跃的、大数量的油气显示，说明生油岩中生成的油气大部分经初次运移已排出生油层进入储集层。但是，通过对岩芯含沥青化学资料的分析，仍发现生油层中总烃/有机碳、氯仿沥青“A”/有机碳、饱合烃/芳香烃等数值的变化，愈接近储集层其含量愈低；取样层厚50米，其值降低50％，如图4-3所示。

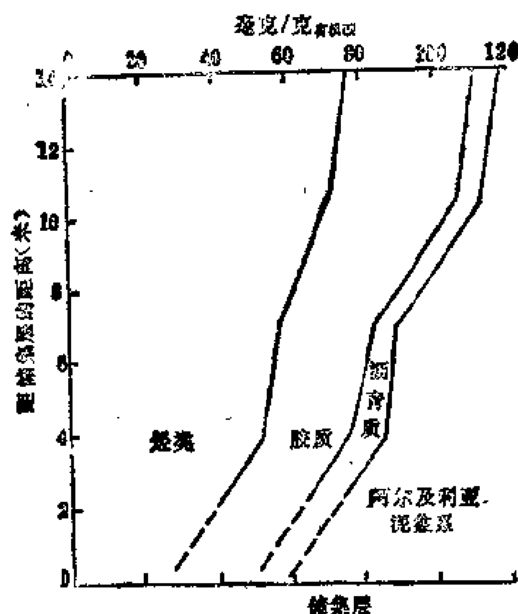


图 4-2 阿尔及利亚储集层上覆泥盆系页岩生油层中烃类、胶质、沥青质含量图（据B.P.Tissot，1978）

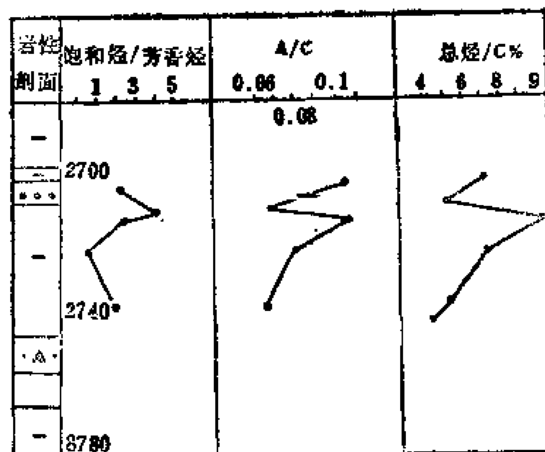


图 4-3 黄骅坳陷板桥地区板870井生油岩沥青化学指标随与储集层距离变化曲线（据大港油田）

沧东凹陷孔店组上部生油层的情况则与板桥地区有所不同。孔店组上部为厚约500米的暗色泥岩夹薄层石膏，录井中油气显示井段长达100米以上，油气均分散在泥岩与石膏层的层理面上。歧口凹陷周清庄地区下第三系沙河街组第一段下部至东营组第二段为厚约700米的暗色泥岩，是良好的生油层；录井中在泥岩层见活跃的气测异常，气测值比背景值高出十倍以上。这些情况都说明，由于生油层连续厚度太大，远离储集层，油气初次运移的输导条件差，致使生油层中生成的油气没有通过初次运移充分排出，仍保留在原有的生油岩中。

建立生油层排烃有效厚度的概念，可以使我们能更切合实际地进行油气资源的评价，把排烃无效的厚度去掉。并且由此可以得出最优越的生油层是与储集层呈互层关系的。那些过厚的块状泥岩生油层并不是最有利的，因为过厚的生油层中会有相当一部分厚度对初次运移排油是无效的，即它们所生成的烃类是排不出来的。

2．根据初次运移的时期确定油气藏形成的主要时期。油气初次运移是油气藏形成的前提。油气初次运移的时期是油气藏形成时间的上限，即油气藏形成的最早时间，在没有初次运移之前，油气藏是不可能形成的。此外，在评价圈闭形成时间对油气聚集的有效性方面，初次运移时期也是一个极重要的依据。只有那些在初次运移之前或与初次运移同时形成的圈闭，对油气聚集才是有效的。

正是由于初次运移对油气藏的形成及油气勘探工作有极重要的实际意义和理论意义，所以，近些年来，它已经成为石油地质科学研究中的重大课题。

二、油气初次运移的物理状态和主要运载体

在初次运移中，液态烃类的大部分是以游离的原有相态运移的，只有少量可能是以溶解于水中的方式运移。这首先是由于液态烃类（石油）大量溶解于水中是比较困难的。虽

然普赖斯（Price）曾经提出，随着温度的增加，液态烃类在水中的溶解度增加，并作出了实验曲线，如图4-4所示。从曲线可以看出，法姆尔原油在160°C时的溶解度大约是150PPm，曲线显示出溶解度趋向于随温度进一步增高而增大。但是，这些温度值比石油生成的有效温度范围 60～150°C 要高得多。根据计算，在初次运移时，水中烃类的溶解度至少是在8000PPm左右。显然，在已知的生油有效温度范围内，如此大量烃类溶解在水中是不可能的。因此，可以认为初次运移中，液态烃类主要是以原有的相态与水一起运移。

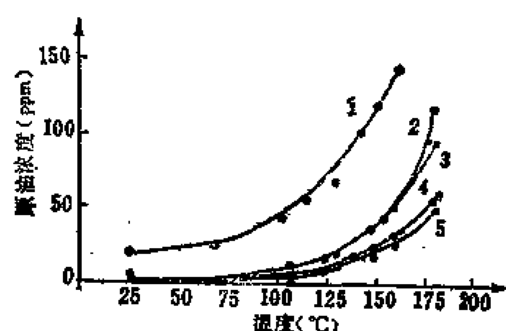


图 4-4 原油在水中的溶解度随温度的变化（据Magara,1978）
1—怀俄明州法姆尔原油；2—阿拉斯加原油；3—里迪河原油；4—尤尼恩文奈原油；5—路易斯安那州阿姆瑟湖原油

在上述讨论的基础上，真柄钦茨曾提出了一个石油呈油相初次运移的模拟实验。如图4-5。该图的左图表示页岩相对渗透率与压实程度的关系。页岩由于压缩，对水的相对渗透率减小，而对油的相对渗透率则急剧增加。但是，随着页岩的压缩，其绝对渗透率则是继续减小的。如该图中间的图。这是因为页岩随着压缩而流失大量的水，成为比较压实。在中等压实阶段，石油呈油相运移的数量达到最大值，然后则随着页岩绝对渗透率的减小而减小。如该图中的右图。

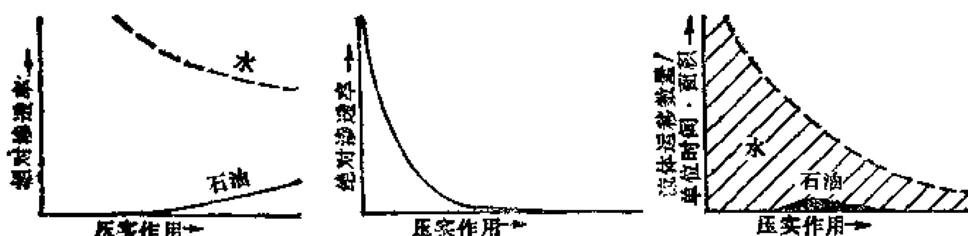


图 4-5 石油呈油相运移的模拟实验示意图（据Magara, 1978）

综上所述，可以认为，在初次运移中，石油主要是呈自己原有的相态与水一起运移。但是，石油必须在页岩中达到一定的数量，即超过临界的残余油饱和度。

天然气运移的情况则与此完全不同。天然气在水中的溶解度是随压力的增加而增加的。例如，当压力为28.12公斤/厘米^{2}时，天然气在水中的溶解度为0.71米^3/米^3；当压力为140.6～421.8公斤/厘米^{2}时，天然气在水中的溶解度增加到3.92米^3/米^3。因此，天然气初次运移时，绝大部分是以溶解于水中的状态运移的。

生油岩中大量原生水的运动，对油气初次运移起着极重要的“运载体”作用。它的作用直接影响和控制油气初次运移的方向和效果。这种生油岩中大量原生水的运动具有如下特点：

1. 这种类型水的运动可以发生在沉积盆地的任何部分，可以是深部，也可以是较浅部位；

2. 这种类型水在小范围内主要运动方向是从页岩或粘土中向砂岩或其他渗透性岩层中运动；

3. 这种类型水在大范围内运动的主要方向是从沉积盆地的中心向边缘，或从比较深处向比较浅处运动；

4. 这种类型水的运动，大部分是发生在过去的地质历史时期，主要是在沉积物压实作用的时期；

5. 这种类型水的运动，对油气初次运移起重要作用。

此外，关于烃类初次运移的物理状态，近些年来，也有人提出呈胶束溶液（Miceller Solution）的观点。这种观点不能被人们完全接受，特别是不能把胶束溶液作为石油初次运移的主要物理状态。首先是因为胶束溶液不能大量增加液态烃在水中的溶解度（仅能增加万分之几或更少）；其次是无法说明在生油岩中这种胶束溶液是如何形成的；同时也不能说明，运移到储集层中的胶束溶液是如何把烃类分离出来的。

关于石油初次运移的运载体问题，美国普林斯顿大学教授赫德伯格（Hedberg）1979年曾提出过甲烷气的作用，这是一个很值得重视的观点，有待于进一步的验证。

三、油气初次运移的主要动力

如前所述，促使油气初次运移的最重要因素是沉积物中的原生水。而这些原生水能促使油气运移又是由于以下的主要原因。

1. 压实作用：在一套泥岩地层中，当它们已经达到压实平衡时，其中流体的压力是静水压力，如图4-6所示的A阶段；此时没有剩余压力。后来又重新沉积了一个厚度为l_0的薄沉积层，此时原来的泥岩层就形成一个新的压实平衡条件。孔隙度一深度的关系如图4-6中B阶段所表示的。假设这个泥岩的基底是不渗透岩层，则排出流体的出口只能是在地表面，即流体向上运动。在这种情况下，从A阶段到B阶段泥岩的压实作用是从较浅部分到较深部分逐渐加强。

孔隙度则从较浅部分到较深部分逐步减小，如图4-6中1到6所表示的。

在此情况下，研究流体的运移，需要考虑由于新沉积的l_0层所引起的过剩压力。其计算公式如下。

$$E_L=(\rho_{b0}-\rho_w)g\cdot l_0 \tag{4-1}$$

式中 E_L——增加的剩余压力；

ρ_{b0}——新沉积的l_0沉积层的密度；

ρ_w——水的密度；

l_0——新沉积的沉积层的厚度；

g——重力加速度

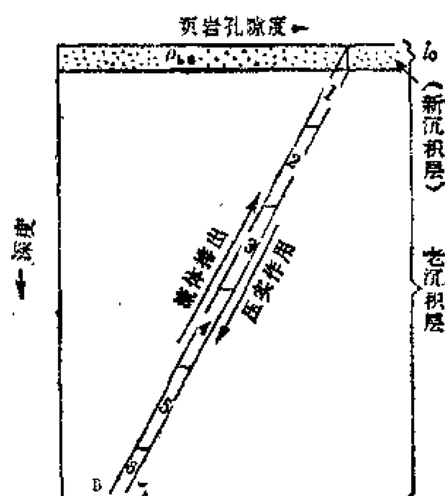
当新沉积的沉积层厚度变化时，增加的剩余压力值相应的变化，如图4-7所示。

由于沉积物厚度h_0引起的剩余压力增加值E_h可近似地表示为：

$$E_h=(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g\cdot h_0 \tag{4-2}$$

假设不同厚度点l_0和h_0之间的距离为x，则水平剩余压力梯度$(dP/dz)_H$由于楔状沉积物的新负荷可表示为：

$$\left(\frac{dP}{dz}\right)_H=\frac{E_L-E_h}{x}=(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g\cdot\left(\frac{l_0-h_0}{x}\right) \tag{4-3}$$



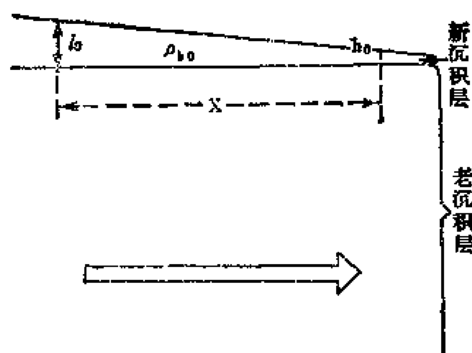


图 4-6 l_0层沉积以前和沉积以后，泥岩孔隙度—深度关系略图，以及压实情况和水排出情况（据Magara）

图 4-7 在x距离内，最上部的新沉积物厚度从l_0变到h_0时的情况；图中箭头表示压实流体流动的方向（据Magara）

式中$\left(\frac{l_0-h_0}{x}\right)$是新沉积物的厚度变化梯度，在这种情况下，流体水平运动的方向，是从比较厚的点向比较薄的点，如图4-7所表示的。

垂直的压力梯度$\left(\frac{dp}{dz}\right)_v$被表示为：

$$\left(\frac{dp}{dz}\right)_v=\left(\frac{dE_1}{dl_0}\right)=\left(\frac{dE_h}{dh_0}\right)=(\rho_{b0}-\rho_w)\cdot g \tag{4-4}$$

式中的剩余压力梯度是从比较浅的部分向下比较深的部分传导，直至形成B阶段的压实平衡条件。

把上述两个等式作比较，可看出水平的剩余压力梯度比垂直的剩余压力梯度要小得多。因为在大部分沉积盆地中，$\left(\frac{l_0-h_0}{x}\right)$的值，是趋于很小的。在大多数沉积盆地中，这个数值在1/20～1/200的范围之内，即其水平剩余压力梯度是垂直剩余压力梯度的1/20～1/200。

上述内容讨论了由于沉积负荷而产生剩余压力的原因，以及在压实过程中，流体在水平方向和垂直方向的运移。提出的重要问题是在压实过程中，流体在水平方向和垂直方向运移的数量。为此，首先要知道的是沉积物在压实以后，失掉流体的总数量。

沉积物在压实以前和压实以后，体积之间的关系如下式：

$$V_0(1-\phi_0)=V(1-\phi) \tag{4-5}$$

式中 V_0——沉积物压实前的体积；

V——沉积物压实后的体积；

ϕ_0——沉积物压实前的孔隙度；

ϕ——沉积物压实后的孔隙度。

这个公式的前提条件，是认为在压实过程中，沉积物的基质未发生其他变化，孔隙度的减小，完全是由于压实和流体排出的结果。因此，由于压实作用，流失（排出）流体的总体积W，等于压实以前和压实以后沉积物体积之间的差，即：

$$W = V_0 - V = V\left(\frac{\phi_0 - \phi}{1 - \phi_0}\right) \tag{4-6}$$

计算流体水平运动和垂直运动数量的比例，可以用达西公式表示如下：

$$q_H = \frac{K_H}{\mu}(\rho_{b0} - \rho_w)\cdot g\left(\frac{L_0 - h_0}{x}\right) \tag{4-7}$$

$$q_V = \frac{K_V}{\mu}(\rho_{b0} - \rho_w)\cdot g \tag{4-8}$$

式中q为在单位时间内穿过单位面积沉积物的流体体积；K为沉积物的渗透率；μ为流体的粘度；右下角"H"和"V"分别表示水平运动和垂直运动的方向。

上边两式相除，可得到流体水平方向运动的数量与垂直方向运动数量的比例：

$$\frac{q_H}{q_V} = \frac{K_H}{K_V}\cdot\frac{l_0 - h_0}{x} \tag{4-9}$$

如果是由泥岩和渗透性砂岩组成的层组，则显然这些渗透性砂岩中流体运动的机理，将直接影响和控制相邻泥岩中流体的运动。而达西公式则完全适用于这些渗透性岩层。

公式（4-9）中，$\frac{l_0 - h_0}{x}$的含意是一个新沉积层的厚度变化率；而K_H和K_V是其下伏较老沉积层的渗透率；q_H和q_V是指当有新沉积层负荷时，穿过这些较老较深地层运动的流体体积。因K_H和K_V随埋藏深度和压实程度而变化，q_H/q_V的比值也就随地质时代而变化。设K_H/K_V的比值在整个地质时期保持不变，虽然K_H与K_V的值变化，则q_H/q_V的比值直接决定于$\frac{l_0 - h_0}{x}$值的大小。

把公式（4-9）改写成适合于压实以后的厚度变化率（或现在的厚度变化率），如下式：

$$\frac{q_H}{q_V} = \frac{K_H}{K_V}\left(\frac{l - h}{x}\right)\left(\frac{\rho_b - \rho_w}{\rho_{b0} - \rho_w}\right) \tag{4-10}$$

式中$\frac{l - h}{x}$为目前或压实后的沉积层厚度变化率；ρ_b为压实后沉积层的密度。

上面所讨论的内容是与楔状沉积物有关的流体水平运动和垂直运动。如果把它应用于地下已被压实的实际岩层，则可以作如下的简化。

假设有一个砂岩、泥岩间互层组，流体是穿过这个层组向上运动的，它们必须既穿过砂岩又穿过泥岩，其垂直运动的流体的数量主要决定于低渗透的泥岩，即：

$$K_V \simeq K_{SH} \tag{4-11}$$

式中K_{SH}为泥岩的渗透率（在垂直方向的绝对值）。

因此，在等式（4-10）中，可以用K_{SH}代替K_V的含意。

假如流体是水平运动的，它们将主要通过高渗透率的砂岩运动。而通过泥岩的水平运动将是微不足道的。除砂岩的渗透性这个重要因素外，砂岩的厚度对流体的运动也起重要作用。假设我们考虑的是一个砂岩、泥岩互层组（厚度为一个单位），则砂岩的厚度可以用砂岩在该层组中的含量（分数）或百分比来表示。因此，K_H可表示如下：

$$K_H \simeq \frac{S}{100}\cdot K_{SS} \tag{4-12}$$

式中S为在该层组中砂岩的百分比；K_{SS}为砂岩的渗透率（水平方向的绝对值）。

把(4-10)式中的K_V、K_H分别用(4-11)、(4-12)等式进行替换，则可得到：

$$\frac{q_H}{q_V}=\frac{S\cdot K_{SS}}{100\cdot K_{SH}}\left(\frac{1-h}{x}\right)\left(\frac{\rho_b-\rho_w}{\rho_{b0}-\rho_w}\right) \tag{4-13}$$

从等式（4-13）中可以得到一个重要结论：假如S或K_{SS}很小，则q_H/q_V的值将是很小。因为$\frac{1-h}{x}$的值在大部分沉积盆地中，相对都是很小的。换言之，流体水平运移的数量与垂直运移的数量相比是很小的，即假设该层组主要是厚层泥岩，则大部分流体将是垂直运动的。在这种厚层泥岩中即使有砂岩透镜体存在时，流体运动的基本方向也不会发生变化。

根据上述模拟实验计算结果说明：厚层泥岩在压实过程中，流体运动的主要方向是垂直向上的。

假如泥岩与比较厚的渗透性砂岩是互层的（即S和K_{SS}大），则q_H/q_V值将比较大，流体主要是水平方向运动。大部分砂岩储集层的渗透率超过50毫达西，而泥岩一般小于0.05毫达西；因此，对于大多数的砂岩、泥岩互层组的K_{SS}/K_{SH}的比值可以大于1000。结合这个数值，假设S＝50％，$\frac{\rho_b-\rho_w}{\rho_{b0}-\rho_w}=2$，而且根据前面讨论的大多数沉积盆地的$\frac{1-h}{x}$的数值$\left(\frac{1}{20}\sim\frac{1}{200}\right)$，则可推出，在砂岩、泥岩的互层层组中，$q_H/q_V$的比值将大于1。即更多的流体是作水平运动，少量流体是垂直运动。这种情况的流体运动，在油气藏形成中是很重要的。在沉积盆地中，下沉比较深的部位，先达到烃类生成的温度，这些已生成的烃类，向侧向运移。

假如S和$\frac{K_{SS}}{K_{SH}}$值是常数，由于$\frac{1-h}{x}$值增加，q_H/q_V值也增加；换言之，在一个快速沉积盆地中，$\frac{1-h}{x}$的值比较大，若其他条件相似或相同，则流体水平运动的数量比较大。

假设从已知岩层体积中，流体的总流失量计算结果为W，则水平流失量为W_H，垂直流失量为W_V；它们是总流失量的一部分，可以按如下公式计算：

$$W_H=\frac{q_H}{q_H+q_V}\cdot W=\left(\frac{\frac{q_H}{q_V}}{\frac{q_H}{q_V}+1}\right)\cdot W \tag{4-14}$$

$$W_V=W-W_H=\left(\frac{1}{\frac{q_H}{q_V}+1}\right)\cdot W \tag{4-15}$$

式中q_H/q_V可以用等式（4-13）求得。

假设在一个已知的地质历史时期，一个岩层块体流体的总流失量为2.83米^3（根据公式(4-6计算)，其他数据假设为：$\frac{1-h}{x}=\frac{1}{100}$；$\frac{\rho_b-\rho_w}{\rho_{b0}-\rho_w}=2$；$\frac{K_{SS}}{K_{SH}}=1000$；$\frac{S}{100}=0.3$（或S＝30％）。

计算结果如下：

$$\frac{q_H}{q_V}=0.3\times1000\times\frac{1}{100}\times2=6；$$

$$W_H = \left(\frac{6}{6+1}\right) \times 2.83 = 2.43米^3;$$

$$W_V = 2.83 - 2.43 = 0.40米^3。$$

可看出：在这种情况下，2.83米^{3}的流体，其中绝大部分是水平运动的。

真柄钦茨于1976年应用狄金森的孔隙度度—深曲线，和一个简化的墨西哥湾沿岸的模式，计算了累计的压实流体的体积。在这个模式中，上部地层是由砂岩、泥岩互层组成，其中的流体主要作水平方向运动，下部地层由厚层的单一的泥岩组成，其中的压实流体主要是垂直向上方向的运动。在上部层组中流体水平运移的距离，估计是10英里；沉积层的总厚度为33000英尺（10公里）。图4-8表示底面积为1英尺^{2}的泥岩柱，埋藏深度2000英尺时，所流失的流体的累计体积。（上部层组和下部层组的分界深度，分别为9500英尺和12500英尺）。

我国胜利油田张敦祥❶对东营凹陷泥岩压实与油气初次运移问题进行了研究，取得了很有意义的成果。他指出：东营凹陷泥岩孔隙度与埋深曲线变化是不均匀的，如图4-9所示。并按其幅度可分为四个阶段。

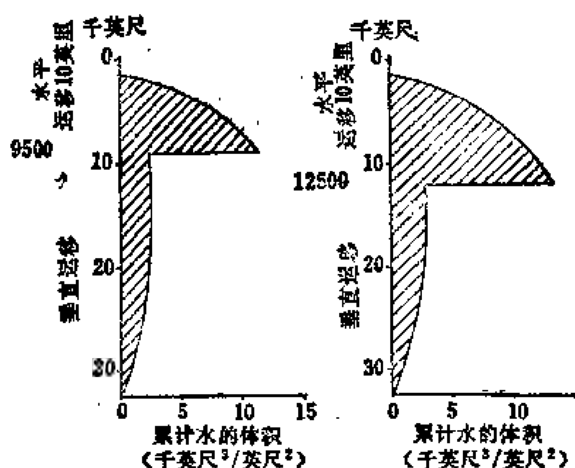


图 4-8 墨西哥湾沿岸泥岩中流失流体的累计体积（综合的水平和垂直运移模式）（据Magara，1978）

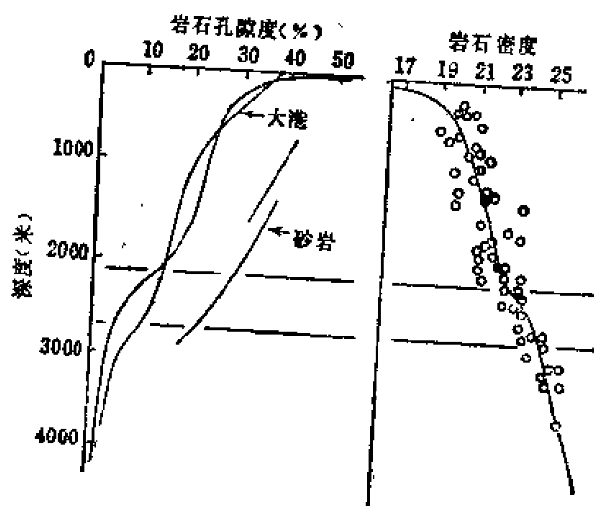


图 4-9 东营凹陷泥岩压实实验孔隙度及岩石密度随深度变化曲线（据张敦祥，1979）

第一阶段：称初期压实阶段，深度为0～300米。孔隙度从53%急剧降为29%，平均每百米减小8%，是大量排水阶段，排出水主要是自由水。岩石密度1.17～2.00，平均值为1.6。

第二阶段：称稳定压实阶段，深度为300～2100米，孔隙度从29%降至16%，平均每百米减小0.7%。岩石密度平均值为2.1。排水较微弱，压实较均匀缓慢。

第三阶段：称压实剧变阶段，深度为2100～2700米，孔隙度从16%急剧降至5%，平均每百米减1.8%，密度值平均为2.35。体积大幅度收缩。

第四阶段：称紧密压实阶段，深度深于2700米，孔隙度从5%继续稳定缓慢地降至3500米以下的1%。平均每百米减小0.3%，密度平均值大于2.5、体积缩小变化很微弱，

❶张敦祥，1979，"东营凹陷泥岩压实实验——油气初次运移"。

不利于压实流体的排出。

东营凹陷沙河街组第三段生油岩的门限温度为93°C，相应的门限深度为2200米。很显然，油气初次运移的主要时期正是压实的第三阶段，即压实突变阶段，相应埋藏深度为2100～2700米。

近几年来，我国不少油田也都进行了关于压实作用的研究。如大港油田对不同深度泥岩的孔隙度进行了研究，也作出了泥岩埋藏深度与孔隙度之间的关系曲线，如图4-10所示。

根据曲线，把泥岩压实过程分为四个阶段。深度为0～500米的初次压实阶段，孔隙度随深度变化较大，孔隙度为40%到28%；深度为500～2700米的稳定压实阶段，孔隙度由28%降到12%；深度为2700～3200米的压实突变阶段，孔隙度与深度关系曲线表现为斜率突然变缓的突变过程；在500米深度范围内，孔隙度从12%降到4.5%；深度大于3200米的紧密压实阶段，孔隙度随深度变化已不明显，压实作用接近于停止，孔隙度为4.5%到3.5%。

砂质沉积物的压实程度则远较泥质沉积物小，其孔隙度变化也很小，如图4-11。

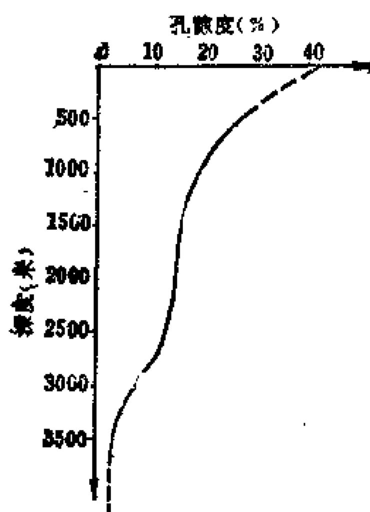


图 4-10 大港地区泥岩孔隙度与深度关系曲线(据大港油田，1978)

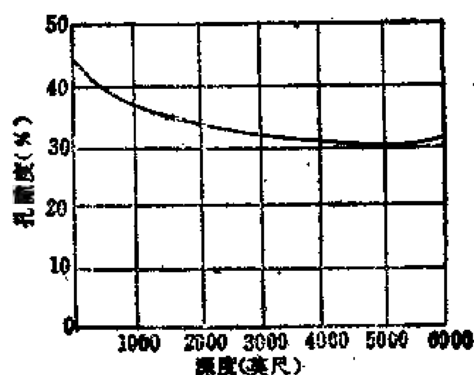


图 4-11 砂岩孔隙度与埋藏深度关系曲线

这种压实程度的差异，可以造成不同沉积物之间的压力差，致使泥岩生油岩中的烃类与水一起在压实过程中，从高压区向低压区运移，从盆地中心向盆地边缘运移，从泥质岩生油层中向砂质岩储集层中运移。毫无疑问，压实作用是石油初次运移的重要动力之一。

2.水热增压作用：当泥岩埋藏比较深，其可压实的比例逐渐减小，压实流体的运动也随之减弱。但是，此时地层温度增加，流体发生膨胀，这种膨胀使泥岩层内压力增加，促进流体运动。在大多数沉积盆地中，地下温度随埋藏深度的增加而增高，引起流体的这种膨胀，发生热液流体的运动。

图4-12是水的压力—温度—密度图。图中有选画出来的等密度线，纵座标代表压力(磅/英寸^2)，横座标代表温度(摄氏或华氏)。水的密度值（克/厘米^3）用等密度线表示，与三个地温梯度线（25°C/公里，18°C/公里，36°C/公里）相交叉重叠在图上。地温梯度线与等密度线相交，交点的密度值由于压力的增加（或埋藏深度增加）而减小（比容增

大)。即水随温度增加而膨胀，其膨胀数量可以根据图推算出来。例如，地温梯度是25°C/公里时，水的比容（厘米³/克）从 0公斤/厘米²（或0磅/英寸²）压力时的1厘米³/克增加到815.48公斤/厘米²（或11600磅/英寸²）压力时的1.1厘米³/克，后一个压力相当于7708米（25000英尺）的埋藏深度。换言之。当埋藏到7708米深时，水的体积膨胀了10%，这是一个很大的数量。

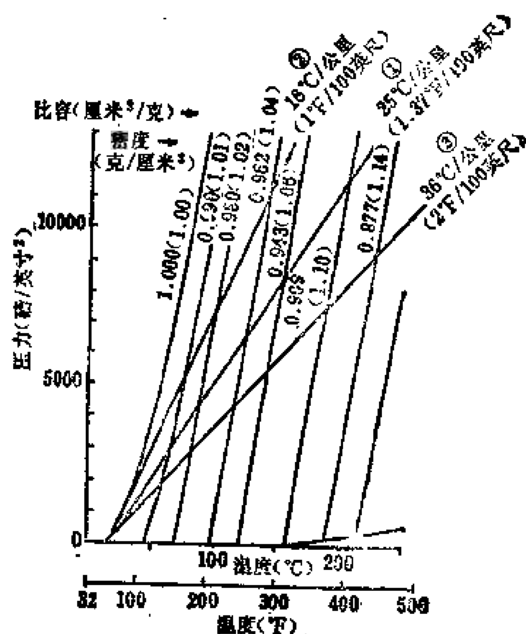


图 4-12 水的压力—温度—密度(比容)的关系曲线(据Baker, 1978)

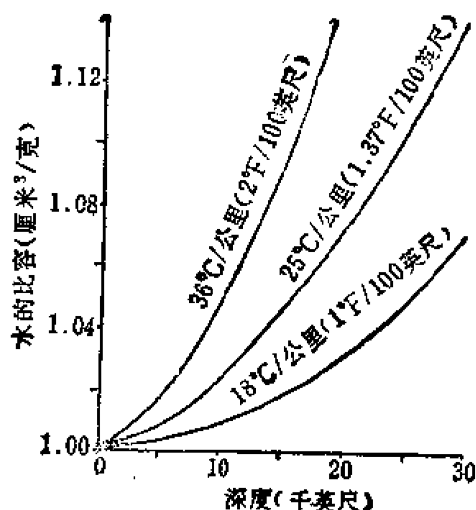


图 4-13 正常压力带的三个地温梯度(36°C/公里，25°C/公里，18°C/公里)情况下，水的比容与深度关系(据Magara, 1978)

在不同地温梯度下，水的膨胀情况可以用图4-13表示之。该图表示在三个地温梯度下，水的膨胀情况，纵座标代表水的比容（厘米³/克），横座标表示深度（米）；例如，在6096米（20000英尺）的深度，地温梯度为18℃/公里时，水发生的膨胀约为3%；地温梯度为25℃/公里时，水膨胀约为7%；地温梯度为36℃/公里时，水膨胀约为15%。

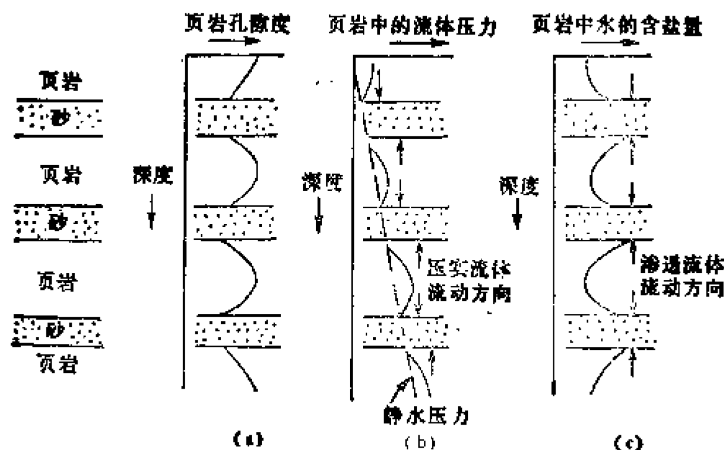


图 4-14 砂岩—泥岩间互层层组中，泥岩的孔隙度、流体压力和孔隙水含盐量的分布曲线(据Magara, 1978)

上述情况说明：随着地温梯度的增加，水的比容增大，而地温梯度的大小又常与埋藏深度成正比。因此，随埋藏深度的增加，水的比容也增大，水的这种膨胀将促使流体在地下深处的运移，当然也有助于烃类的运移。

由于水热增压作用促使流体运动的方向，是从地温高的地区向地温低的地区运动，即从深处

向浅处，从沉积盆地的中心向边缘运移。这个运移方向与由于沉积物压实作用引起的流体运移的方向是相一致的。

真柄钦茨设计了一个中等深度的，砂岩、泥岩间互层的地质模型，如图4-14所示。

从图4-14（a）中可看出，泥岩中流体的最大排出量和泥岩孔隙度的最大减小，都发生在紧靠砂岩上、下的泥岩中，而在泥岩层的中间部分，孔隙度可以保留比较高的数字。相应的流体压力曲线表示在图4-14（b）中，箭头表示压实流体运动的方向。

水由于热作用而膨胀，因为孔隙度高的部分膨胀更多（含水多），则水在泥岩层中，将从泥岩的中间部分向上、下边界的砂岩中运动。因此，由于水热增压作用，流体运动的方向在小范围内与压实流体运移的方向也是一致的。

综上所述，可以说明水热增压作用是油气初次运移的重要动力之一。

3.渗透压力的作用：由于地层中水含盐量的变化，引起渗透压力的不同。在渗透压力的作用下，渗透流体发生运动，促使油气的初次运移。

在很多沉积盆地中，地层水的含盐量随深度和压实作用的增加而增加；这些水的含盐量常常超过海水的含盐量（35000ppm）。在沉积岩中，地层水含盐量变化的主要原因，可能是由于离子被泥岩过滤的结果。图4-14a、b、c表示含盐量—页（泥）岩孔隙度—流体压力之间的关系。从图中可以看出，页（泥）岩中水的含盐量与孔隙度成反比关系，即：含盐量增加，则孔隙度减小；因此，含盐量从每层页（泥）岩的中间部分向边部增高。含盐量与渗透压力之间也是成反比关系，即：含盐量高则渗透压力低；反之，含盐量低则渗透压力高。因此，渗透流体运动的方向，是从含盐量低的部分流向含盐量高的部分，如图4-14c中箭头所指的方向。根据琼斯（Jones）的资料，由于含盐量50000毫克/升的差别所引起的渗透压力差，大约是42.18公斤/厘米^2；虽然这个数字不算大，但是，由于渗透流体运动的方向与压实流体流动的方向相同，所以渗透流体的流动能促进烃类从页(泥)岩向砂岩中运移，是烃类初次运移的动力之一。

4.粘土脱水作用：在地层的一定深度范围内，粘土岩中的蒙脱石向伊利石转化，在转化过程中释放结合水，并进入粒间孔隙成为自由水。结合水变成自由水其体积要膨胀，从而增加了泥岩孔隙流体压力，促进流体运动，成为烃类初次运移的动力。同时由于自由水排出又可使压实突变。

根据我国渤海湾盆地东营凹陷的研究，两种粘土矿物的含量是随深度明显变化的。蒙脱石含量随深度的加大而减少；伊利石含量则随深度增加而增加。其具体数字如表4-1所列。

表 4-1 东营凹陷不同深度蒙脱石、伊利石含量变化表(据张敦祥，1979)

项目 / 含量 / 深度(米)	蒙脱石		伊利石	
	含量(%)	每百米变化(%)	含量(%)	每百米变化(%)
900～2050	70～45	2.17	18～45	2.35
2050～2700	45～15	4.6	45～82	5.7
2700～3200	15～5	2.0	82～95	2.6

从表4-1中所列数据可以看出，蒙脱石与伊利石含量的突变深度，正好与泥岩压实阶

段中的第三阶段，即压实突变阶段的深度相一致，即2100～2700米，如图4-15所示。

蒙脱石、伊利石含量突变的深度与泥岩压实突变阶段的深度相一致，说明在达到一定深度的温度、压力条件下，蒙脱石向伊利石大量转化，释放出大量的结合水，同时也引起泥岩体积的突变，形成油气初次运移的动力之一。

施密特（Schmidt）研究了墨西哥湾沿岸一口井中膨胀型粘土（大部分是蒙脱石）与非膨胀型粘土（伊利石）的比例，如图4-16所示。

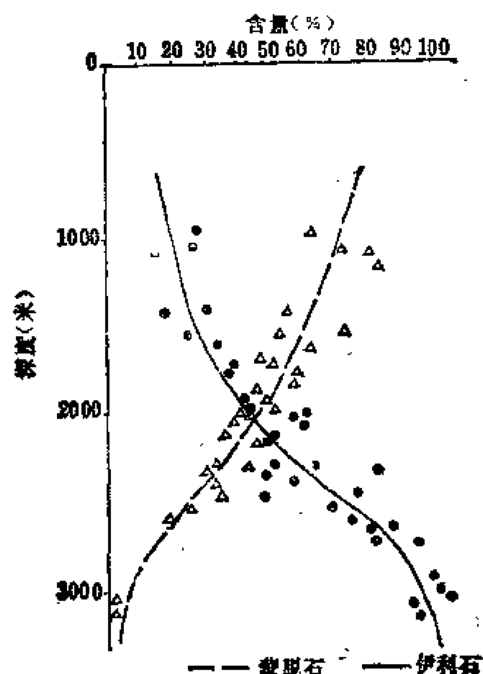


图 4-15 东营凹陷粘土矿物含量随深度的变化(据张敦祥，1979)

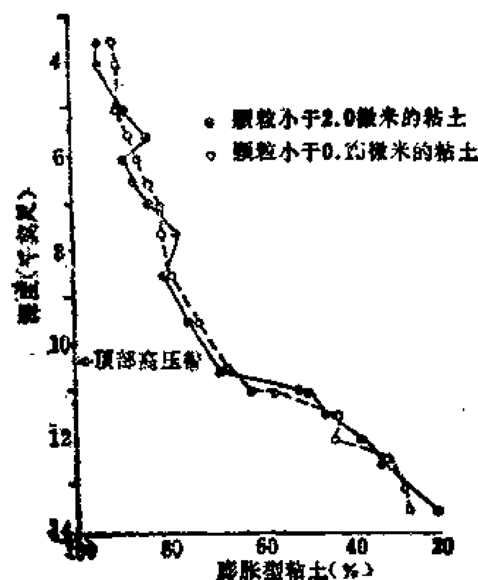


图 4-16 膨胀型粘土(蒙脱石)向非膨胀型粘土(伊利石)转化的数量随深度增加的曲线(据Schmidt，1978)

从这个图可以表明粘土矿物转化率增加的深度大约是3200米（10500英尺），在这个深度的温度约为93.3°C（200°F），如图4-17所示。地温梯度也在3200米深处增加，而3200米处又正是异常高压带的顶部。

综上所述，说明粘土矿物开始转化的深度不需要很大，而随深度和地温梯度的增加，其转化速度（转化率）增快；在粘土矿物转化过程中释放的大量结合水转化成自由水，其体积膨胀的结果形成异常高压带，从而促进了油气的初次运移。

5.毛细管力的作用：毛细管中液体上升的现象是毛细管力作用的结果。当两种不相混合的液体呈相态接触，或一种液体与一种固体呈相态接触时，在界面上都存在界面张力。在充满油、气、水的岩层中，由于三者对岩石的界面张力不同，润湿程度也就不同。例如，在相同条件下，水和石英的界面张力比已烷和石英的界面张力大255尔格/厘米^2。在相界面上，毛细管力指向润湿性小的流体；在一般情况下，水比石油容易润湿岩石，因此，在岩石孔隙中，当油水接触时，界面向水突出，毛细管指向石油，即接触角θ所指的方向，如图4-18所示。

毛细管力的大小可用如下公式表示：

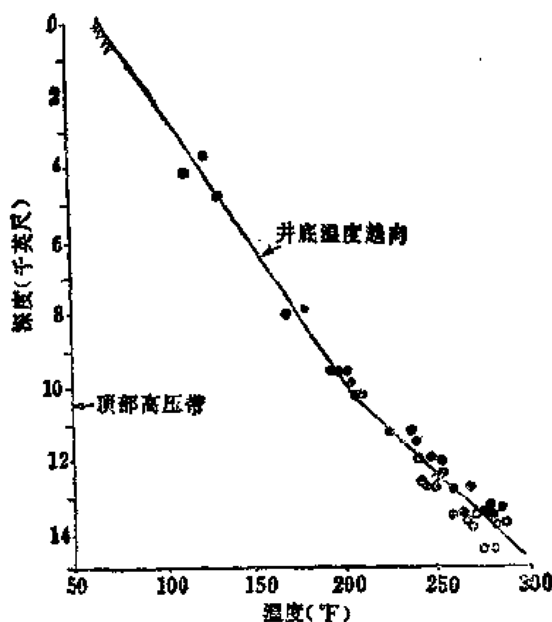


图 4-17 温度随深度变化的曲线，表示在异常高压带的顶部，地温梯度增加（据Magara，1978）

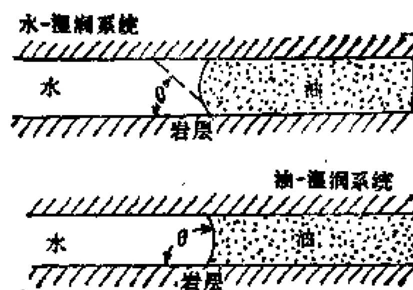


图 4-18 毛细管孔隙中的水润湿系统

$$F = \frac{2\sigma\cos\theta}{r} \tag{4-16}$$

式中 F——毛细管力，达因/厘米²；

σ——油水界面张力，达因/厘米²；

θ——油、水界面与岩石孔壁夹角；

r——毛细管半径（即孔隙半径），厘米。

由上式可知，毛细管力和油水界面张力成正比，与毛细管半径成反比。岩石孔隙半径愈小，界面弯曲程度愈大，毛细管力就愈大。当孔隙半径≤0.05毫米时，毛细管力就胜过重力；当孔隙半径>0.25毫米时，重力就超过了毛细管力，毛细管力的影响就不明显了。

在一定的地质条件下（温度、压力、矿化度等），油水界面张力变化不大，但是，岩层的岩性变化常常很大，尤其在陆相地层中更为显著，孔隙半径很不均匀，小孔隙的毛细管力比大孔隙要大，因而在大、小孔隙之间形成毛细管压力差ΔF。

$$\Delta F = 2\sigma\cos\theta\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{R}\right) \tag{4-17}$$

式中R和r分别表示大、小孔隙的半径。这个压差方向指向大孔隙；水的表面张力比石油大，因此，水就能把石油从细小的泥岩孔隙中排挤出来，进入较大的砂岩孔隙中去。所以，当泥岩生油层与砂岩储集层接触时，水能把泥岩生油层中的石油排挤到砂岩储集层中去，促进石油的初次运移。这种油水交替现象在实验室内可以得到证实，在一些砂岩透镜体油藏形成的具体实例中也可得到验证。

6.甲烷及其他烃类气体的作用：美国石油地质学家、普林斯顿大学教授H. D. 赫德伯格1978年发表了题为“甲烷的生成和石油运移”一文，1980年在北京召开的石油地质国际学术会议上他又发表了“论石油的运移”的论文。他认为有机质向烃类转化过程中，始终都伴随有大量的甲烷产生(不论是生物化学作用阶段还是热化学作用阶段，都是如此)，

其具体的过程如图4-19所表示的。

从图4-19中可看到，在有机质被埋藏的早期，深度较浅，主要是生成生物化学甲烷；随着埋藏深度的增加，温度、压力增加，热化学作用成为重要因素，有机质在热化学分解作用下，产生大量的液态和气态石油，同时也产生大量的热化学甲烷。随着深度的继续增加，热化学作用完全代替生物化学作用，热化学甲烷生成的量也大量增加，直至完全产生热化学甲烷。这些大量的甲烷既可以是石油初次运移的动力，也可以是石油初次运移的重要“运载体”。

为了更详细的说明甲烷的生成与石油初次运移的关系，赫德伯格把油气生成及初次运移分成8个连续的阶段。如图4-20所表示。

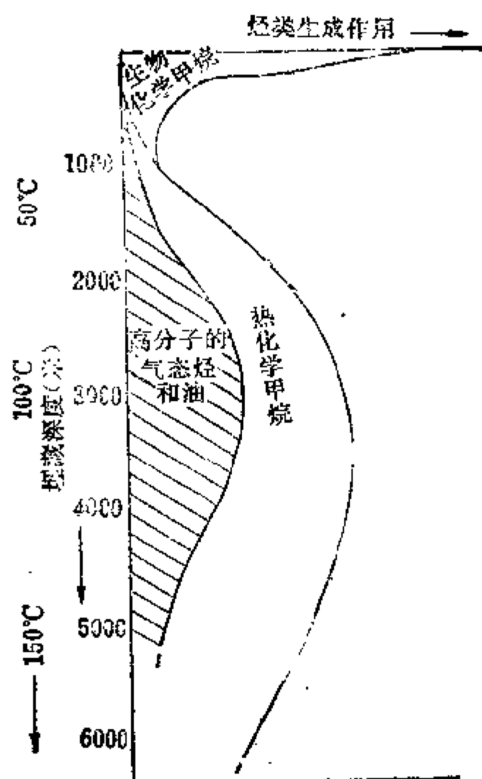


图 4-19 有机质向甲烷及液态烃转化与温度和埋藏深度关系示意图(据H. D. Hedberg)

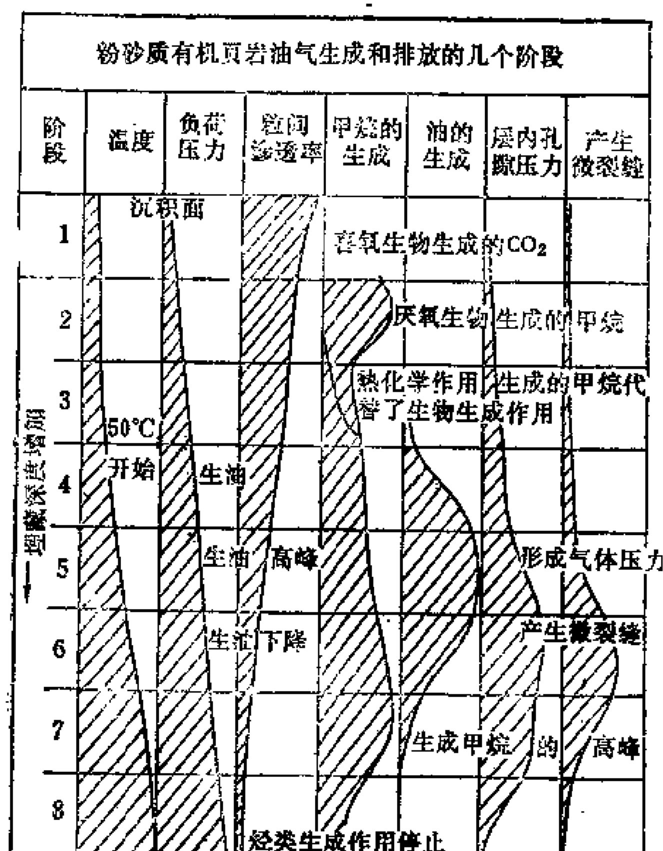


图 4-20 油气生成和初次运移的几个连续的阶段示意图（据H.D.Hedberg）

从图4-20中可看到，第1和第2阶段包括大量细菌对有机质的作用，在地表或近地表的氧化环境中，起初生成二氧化碳，随后在第2阶段达到缺氧条件，生成甲烷；在近沉积表面比较低的压力下，仅有很少量这种早期甲烷能够溶解于水，此时不管是呈溶解状态的甲烷，还是呈游离气状态的甲烷，都很容易逸散到地表，或者同大量水进入含水层（这些水是由于压实作用产生的）。

第3阶段表明微生物活动逐渐停止，并被热化学作用所代替，此时温度还不高（低于50°C），主要生成甲烷，同时也生成少量高分子量的烃。随着上覆地层重量的增加，压实作用也增加，原来的泥岩开始变成页岩，大大降低了孔隙度和渗透率。但是，在增加压力的情况下，甲烷和其他气体变得更易溶解，并随压实作用挤出的水一起排出。

第4阶段表明液态烃开始大量生成，这时的温度在50°C以上，在生成石油同时，仍然伴随着未减弱的甲烷生成作用。由于压实作用造成孔隙水含量减少，即使增加溶解能力，能溶于水的液态和气态烃也开始过剩，这时可能开始出现气珠。

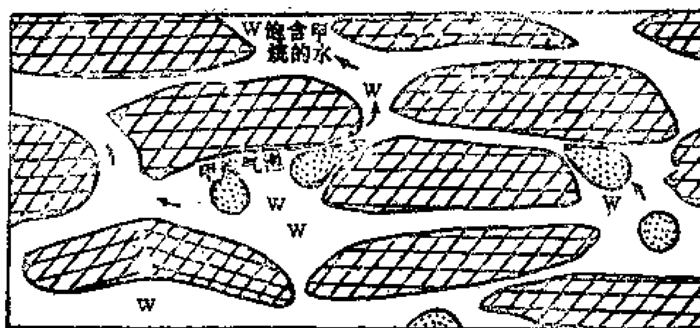


图 4-21 压实的页岩孔隙中，甲烷气泡和饱含甲烷的水的运移情况(据H.D.Hedberg)

第5阶段表明是液态石油生成的高峰，温度也较高，甲烷生成数量也较大；这时，即使增加孔隙压力，生成的甲烷也会超过水（油）的溶解能力，继续不断生成的甲烷在孔隙空间形成大量的游离气泡，如图4-21所示。

气泡造成“层内”流体压力的增加，这种压力超过了由地层负荷产生的“外部”压力，烃类极大地倾向于从岩石中排放出来。但是，由于压实作用，把板状粘土颗粒更紧密地挤压在一起，减小了孔隙空间和渗透性，阻挡流体的排放作用；同时，在孔隙空间气相或液相烃类产生的“贾敏效应”也阻挡流体的排出作用，其结果就造成“层内”压力的进一步增加。当这种层内压力超过生油岩的强度时，则生油岩开始产生微裂隙，甲烷及石油等流体则通过这些微裂缝运移至相邻的渗透性地层中。

第6阶段表明由于温度的进一步升高，甲烷生成的数量也大大提高了，生油作用与生气作用相比已开始下降了。在这个阶段中由于大量甲烷的形成，使已释放的层内压力得到有效的恢复，随着层内压力释放而闭合了的微裂隙又重新张开，流体又通过这些微裂隙向邻近的渗透性地层中运移。如此反复出现的周期性的层内压力恢复升高，产生微裂隙和流体的运移的结果，可以使生油岩中的烃类得以排出。

第7阶段代表高温环境，在这种条件下，生油作用已基本结束，此时高含氢的有机质已消耗完了，仅能生成干气，其中大量生成的干气是油受热裂解产生的。此时岩石已达到固结硬化的程度，地层内流体的排出，除了很慢的分子扩散作用外 都是以游离方式通过微裂隙进行的。

第8阶段也是最后一个阶段，连只能生成甲烷的氢来源也已耗尽，标志着生烃作用的止。

根据上述过程，可以认为甲烷及其他烃类气体在油气初次运移中起着重要作用，它们是形成微裂隙的动力，也是烃类从生油岩中排出的动力。

关于烃类气体增加层内压力，产生作为油气初次运移的通道的微裂缝的观点，法国石油地质学家蒂索、苏联石油地质学家米尔钦克以及康柯洛夫等也都曾提出来过。

甲烷除对油气初次运移起着重要的促进作用外，在一定条件下它还可以起着明显的阻挡作用。例如甲烷在较低的温度和较高的流体压力条件下，水的溶解能力达到饱和之后，就与水分子结合，形成冰状固态结晶—水化固态甲烷。它在水的冰点温度以上仍可存在。这种水化固态甲烷首先于60年代在苏联北极气田发现，1971年在深海沉积中又发现可能的水化甲烷层，目前在北极的许多油田中都见到过水化甲烷；1980年初，美国深海钻探的钻井船，发现墨西哥和中美洲附近的太平洋中，广泛分布着水化甲烷地层，并取到了许多水

化甲烷岩芯。

图4-22表示一个海洋地质剖面，水深1000米，富含甲烷的沉积层厚2000米，图上方格线表示深度（等于压力）和温度，一条曲线代表地温梯度，另一条曲线表示水化甲烷理论的压力—温度关系（温度比例仅适用于附在图上的曲线，而不适用于沉积剖面），水化甲烷的理论压力—温度曲线同地温梯度曲线相交切的位置以上的卵状层段，向上延伸至近海底处，可能存在水化甲烷，如图4-22所示。

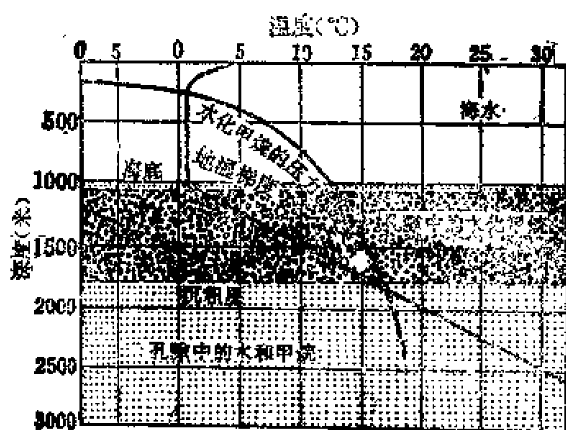


图 4-22 沉积层内水化甲烷形成条件
（据H. D. Hedberg）

由图4-22可明显地看出，水化甲烷带（卵状层）由海底延伸至海底以下约1800米处，预计水化甲烷层厚度约700米。由于这种水化甲烷带具有良好的遮挡作用，因此，它可以是油气藏的很好盖层。

综上所述，可以看出，油气初次运移的动力是多方面的，除了上面介绍的六种动力因素以外，其他因素，如浮力、扩散作用等等，对油气的初次运移可能也有影响；但是，其重要性与上述六个动力相比较，则是次要的。

四、油气初次运移的时期

根据压实过程中，泥质岩孔隙度的变化，温度的变化，以及烃类生成的情况，可以把泥质沉积物的压实及成岩过程分成三个阶段。

第一阶段（可称初期压实阶段）：此时泥质沉积物的孔隙度为80～30%；在该阶段，粘土颗粒间互相接触不充分。由于深度不够（小于1500米），地温较低（低于60°C）；石油烃类尚未开始形成，仅有由于生物化学作用生成的甲烷。

第二阶段（可称中期压实阶段）：进一步压实作用的结果，沉积物的孔隙度逐步减小；该阶段泥质沉积物的孔隙度为30～10%，此时深度超过1500米以上，地温可高达60～100°C，有机质已成熟，大量向石油烃转化，干酪根开始生成烃类，并逐渐活跃，达到旺盛时期。

第三阶段（可称后期成岩重结晶阶段）：沉积物形成了完全固结的岩石，该阶段泥质岩孔隙度已比较小，温度大于100°C，有机质已成熟过度。在此阶段的前期，干酪根还向烃类转化，但到后期，石油烃的生成则已衰竭，而主要形成高温甲烷。

从上述三个阶段看，可以认为，石油初次运移的主要时期是第二阶段，即泥质沉积物孔隙度为30～10%的时候，这个阶段是石油烃类大量生成的时期，也是孔隙水（包括其他原生水）较大量排出的时期，而其他阶段都不能同时具备这两个有利条件。如在第一阶段，虽然孔隙水可以大量排出，但是，大量的石油烃类尚未生成。在第三阶段，由于孔隙度过小，而且缺乏足够的孔隙水的排出条件，石油运移将是困难的。

关于相同孔隙度的泥质沉积物的埋藏深度，在每个地区各有不同。例如，根据日本石油地质学家青柳宏一的资料，当孔隙度达到30%时，泥质沉积物的埋藏深度在日本秋田油田地区为1200米；在美国俄克拉何马州为2000米；在北海道地区则为1500米。而当泥质沉

积物的孔隙度达到10％时，其埋藏深度在秋田油田为2700米；在北海道为4000米。总的趋势是埋藏愈深，孔隙度愈小，这点是一致的；但同一孔隙度的深度，则各地有所区别。取其平均值则可认为泥质沉积物孔隙度为30％时，其深度约在1500米；孔隙度为10％时，其深度约为3200米。换言之，可以认为石油运移的主要时期是当泥质沉积物被埋藏在大约1500～3200米的深度范围时。当然，这个数字不是绝对的，各个地质条件不同的地区，其差别可以是很大的。

如前所述，石油烃类的初次运移，主要发生在泥质岩孔隙度为30～10％的时期，起决定作用的因素之一，是压实作用。因此，可以根据相应于各盆地的孔隙度或自然密度曲线来表示其主要运移时期的埋藏深度。另外，干酪根生成石油烃的必要条件是温度，其生油有利的温度范围是60～100°C，一般情况下，生油岩中的干酪根，只有在转化为石油烃以后，才能向储集层中运移，不可能有干酪根直接运移至储集层中。因此，可以综合这两个条件（30～10％的孔隙度和60～100°C的温度），预测所勘探盆地的生油情况及油气藏形成情况。

表 4-2 在不同的地温梯度条件下，初次运移时（埋藏深度1500～2800米）的温度及形成大油藏的可能性

地温梯度 (°C/100米)	运移深度的温度（°C） 1,500米	运移深度的温度（°C） 2,800米	有最大油藏的可能性
1.5	37.5	57.0	较低
2.0	45.0	71.0	低
2.5	52.5	85.0	较好
3.0	60.0	99.0	高
3.5	67.5	118.0	高
4.0	75.0	127.0	较好
4.5	82.0	141.0	较低
5.0	90.0	155.0	低

例如，我们假定某已知含油气地区，其中石油烃初次运移时，泥质岩的埋藏深度为1500～2800米。该地区的其他数据，如地温梯度等如表所列。

若选择一个与上述地区相似的另一地区进行勘探，若该地区的地温梯度是3.0℃/100米，则在石油烃初次运移主要时期，深1500米处为60℃，深2800米处为99℃。在这个温度范围内，由于有大量烃类生成，所以形成大油藏的可能性就大，所选择的地区含油远景就好。另外一种情况，若所选择勘探的地区，其地温梯度为5.0℃/100米，则在石油烃类初次运移主要时期的地温，于深1500米处为90℃，深2800米处为155℃。由于这个温度范围已不适于石油烃类的生成，所以形成大油藏的可能性就小，该地区的含油远景就不大。同样，若所选择勘探地区的地温梯度为1.5℃/100米，则在石油初次运移主要时期的地温，于深1500米处为37.5℃，深2800米处为57℃，由于这个温度范围内，石油烃类尚未大量生成，因此，形成大量油藏的可能性也同样小，该地区的含油远景同样也不大。

总之，若沉积盆地石油初次运移的主要时期，与石油烃生成的主要时期是一致的，则形成大油藏的可能性就大，该盆地的含油气远景就大。与此有关的是古地温梯度是极重要的数据，这是必须引起高度重视的。

此外，根据初次运移的研究，可以进一步研究生油岩排烃的最大有效厚度，如图4-16所表示的，随着与储集层的距离变远，生油岩的排烃效果变差。因此，可以认为太厚的厚层块状泥岩并不一定是最有利的生油岩。而与砂岩成互层的泥岩生油岩则往往是更有利的。各个地区生油岩的最大有效排烃厚度，可以根据该地区的具体情况确定，主要是根据生油岩中所含剩余烃类的数量来确定。

五、与初次运移有关的若干问题

1. 初次运移出来的烃类

据亨特等人的估算，储集层中的烃量占不到母岩中烃量的百分之一。这就是说，如果考虑损失到其它地方的烃，那么经初次运移出来的烃量，约只占烃类生成总量的百分之几，最多不超过百分之十。可见烃类初次运移出来的效率，是十分低的。

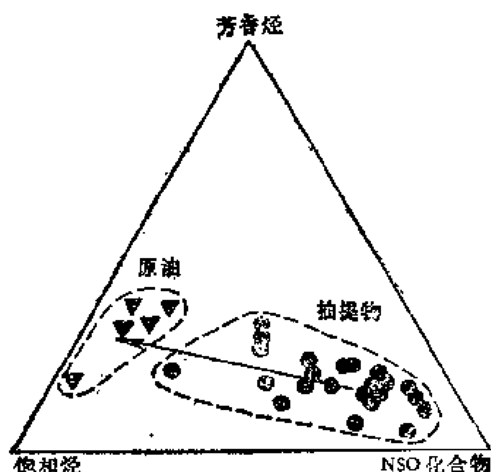


图 4-23 法国帕朗蒂盆地侏罗系原油与母岩抽提物的化合物组成(引自Barker, 1979)

石油从母岩析出前后，在质量上也有所变化。由于母岩中物质运移的相对速度不同，将引起类似于混合物色层效应分析的现象。烷烃被有机质和矿物表面吸附的程度比芳香烃弱，更比N、S、O化合物弱，因此优先析出。故石油的化合物组成，一般是饱合烃含量＞芳香烃＞N、S、O、化合物，参见图4-23。

母岩抽提物中以含大量N、S、O化合物为特征，而石油则以含大量饱合烃及芳香烃为特征。

2. 压实的阶段性与流体排出

随着埋藏和压实，泥岩的密度变大，孔隙度(或含水量)减小。赫德伯格(1930)首先按孔隙度将泥岩压实划分为：机械重排阶段—孔隙度90～75％，脱水阶段—孔隙度75～35％，机械变形阶段—35～10％，重结晶阶段—＜10％。随后有许多人继续作了研究工作，并给予不同的划分和命名。他们或三分或四分，用人工样品或天然样品，然而孔隙度—深度关系曲线的基本趋势是相似的，即由浅至深表征为高度—缓慢—稳定的变化。不久前井波合夫和星野一男(1977)按泥质沉积物物理状态将成岩过程划分为：粘性压实阶段孔隙度80～30％，塑性压实阶段孔隙度30～10％，弹性压实阶段孔隙度＜10％。青柳宏一和浅川忠主张将上述三阶段易名为早期压实阶段、晚期压实阶段和重结晶阶段。早期压实阶段颗粒很少直接接触，沉积物呈粘性流动，主要成岩因素是压实下的颗粒重排，孔隙度为80～30％，有大量水被逐出。晚期压实阶段颗粒接触加强，沉积物呈塑性固体特征，主要成岩因素为压实，硬化和矿物转化，孔隙度为30～10％，有较少量的孔隙水和层间水被逐出。重结晶阶段颗粒互相交代，自生矿物形成，孔隙被充填，从而构成坚固的格架，主要成岩因素是胶结和矿物转化，压实影响甚微弱，孔隙度为＜10％，所含水不易逐出，几乎长期被封存。

青柳和浅川认为，在早期压实阶段石油尚未成熟，而重结晶压实阶段石油难以排出，所以最重要的初次运移发生在晚期压实阶段。根据秋田(Akita)油田的孔隙度—深度关系图推测，这个阶段约相当于1300～2600米。日本的中新统沉积中，石油生成的温度约在

100～150℃。据此，可绘出如图4-24。

由图可知，如地温梯度为7℃/100米，则初次运移期间的地温为119～223℃，已超出油藏所要求的温度范围，所以形成大油田的可能性小，但可形成气藏；如果古地温梯度为3℃/100米，则初次运移的温度为54～93℃，低于生油所需要的温度，只能有生物甲烷气藏；如果古地温梯度为5℃/100米，则初次运移的温度为80～145℃，这种情况下形成大的油藏的可能性是很大的。

3.砂岩的厚度和含量与初次运移

据美国7241个砂岩储集层的统计，可采储量与砂岩厚度的平方成正比（Curtis等，1960），这表明砂岩与页岩的接触面积（不是砂岩体积）是控制储量的一个重要因素。接触面积越大，页岩向砂岩的排流效率也越大。但就整个剖面而言，并不能认为砂岩越多越厚越好，也不能认为页岩越多越厚越好。剖面中的生储层应有适当匹配，以保证有充分的油源供给和良好的排油能力。美国7241个储油砂岩的平均单层厚度约为12米。生油岩的理想厚度，马加拉认为平均约30米。泥岩单层厚度过大，其中间的流体不易排出，未必是良好的征兆。马加拉根据一些统计资料，概括得出有利含油剖面中砂岩的含量百分数大致在20～60%。中值为30～40%。

4.$C_{烃}/C_{有机质}$出现的逆转意义

$C_{烃}/C_{有机质}$是代表有机质成烃转化程度的指标之一。这一比值应该随深度的加深而增大；但是如果烃类在某个深度间段内发生过初次运移，那么，该比值则不是减少就是相对不变。图4-25是科德尔据菲利比资料改绘的，该图表示洛杉矶盆地的初次运移开始于1188.72～1828.8米之间。因为在此间段内，比值出现了下降。

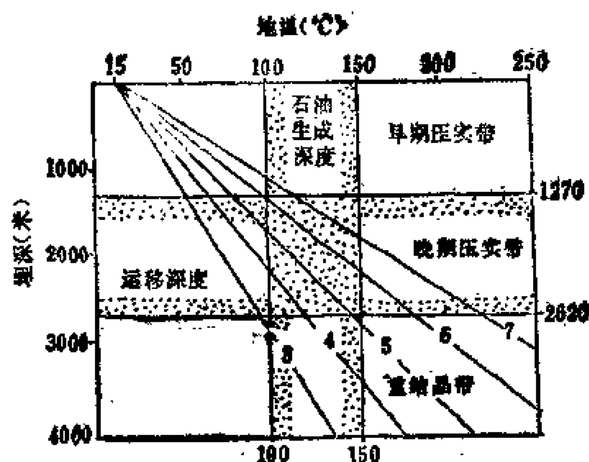


图 4-24 日本秋田地区地温梯度对运移的影响（据青柳宏一等，1980）

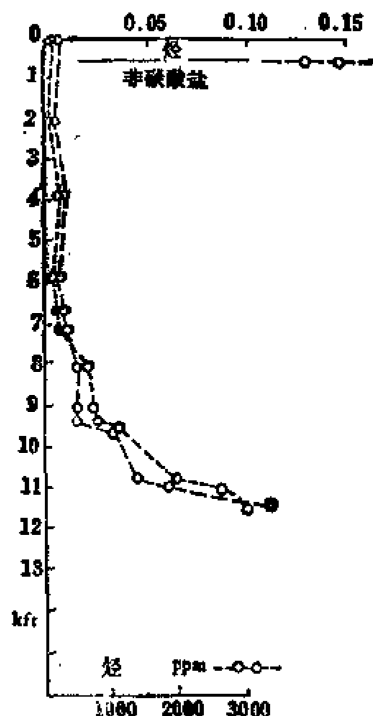


图 4-25 洛杉矶盆地烃类含量和烃有机质含量的深度变化（图中1kft＝304.8米烃的沸点＞325℃）（据Codell，1972）

发生过初次运移的间段，继续埋藏到一定深度后，初次运移即停止。洛杉矶盆地初次运移变得没有意义的深度是2895.6米。在此深度之下，烃的绝对和相对浓度都增长的很快，这表明烃在继续生成，但由于渗透率和自由水量的严重降低，而被保留下来了。由此可见，利用这个值可以判断初次运移开始和结束的深度。过去我们习惯于把这个指标高当作可能生油岩的标志，如果考虑到初次运移的作用，就不这样看待了。$C_{烃}/C_{有机质}$随深度的加大而出现逆转时，表示发生了初次运移。如果地层流体压力梯度也同时显示出相应的异常，那就更进一步证明上述判断的正确了。

第3节 石油和天然气的二次运移

石油和天然气进入储集层以后的一切运移，都称之为二次运移。它包括油气在储集层内部的运移，以及油气沿断层或不整合面等通道所进行的运移，也包括已经形成的油气藏而由于圈闭条件的改变，引起油气藏的破坏，造成油气重新分布的运移。二次运移是接着初次运移发生的，或者说它是初次运移的继续。

油气从生油层进入储集层，所处的物理环境发生了很多变化：诸如孔隙空间较大，毛细管限制较少，半固态水较少，压力连通性较好等等。这些条件在生油岩中都是不存在的，而这些条件的改变就必然促使油气的物理状态发生变化。此时，在充满水的储集层中，呈游离状态的、个体很小的油滴，有条件由于连结在一起而扩大。所有这些改变必然促使油气运移的主要动力也随之变化。

一、油气二次运移的主要动力

石油和天然气在二次运移中，可沿着地层孔隙通道或层理作侧向运移，也可通过各种断层、裂缝穿过地层层面作垂向运移，既可在一个油田范围内进行局部运移，也可在沉积盆地范围内进行区域运移。在自然的地质条件下，油气运移的动力、时期、方向、规模等等都变化多端。但是，归根结底，油气运移的这些复杂现象，都是受地壳运动所控制。换言之，地壳运动是促进油气运移的根本条件。它不仅能造成油气运移的各种通道，而且，正是由于地壳运动的存在和发展，决定成影响着构造运动力、水压力、浮力等各种天然动力的存在和发展，使沉积盆地内出现高压区和低压区，促使油气从相对高压区向相对低压区运移。

促使油气二次运移的因素和动力是多方面的，但是，油气进行二次运移的主要动力是如下三个方面。

1.构造运动力：在地壳运动过程中，无论是水平运动或升降运动，都会在岩层内部表现出大小和方向各异的应力活动，在不同的地质条件下，它可能表现为压应力、张应力或剪应力等各种应力；当它们超过了岩石的一定强度，就会促使岩层变形或变位，造成各种褶皱和断裂，并驱使沉积物中所含流体发生运移。这种由地壳运动造成的各种地质构造应力，就是构造运动力。

由于地壳各部分的岩石性质不同，地壳运动的方式、强度也各有不同，形成各种性质的地质构造，其中有水平挤压而成的较剧烈的褶皱，有反映基底活动的大型隆起或穹窿，以及在各种不同部位产生的压性断裂，张性断裂和剪性断裂等等。这些由地壳运动形成的

各种褶皱和断裂的分布也是有规律的，它们常受周围古老褶皱山系或巨大坚硬地块的影响或控制。

所以，在沉积盆地里，构造运动力可以形成褶皱、断裂以及各种不整合。背斜、向斜相间，地层发生倾斜，形成供水区和泄水区。油气沿倾斜的地层发生运移，从油源区运移至聚集区，从一个构造运移到另一个构造等等。各断层和裂缝可将岩层中各种原生孔隙、次生孔隙连通，形成运移通道。不整合面则常形成风化带或地下水溶蚀带，同样是油气二次运移的良好通道。综上所述，构造运动力给油气二次运移创造了极为有利的条件。

构造运动力也能直接促使油气运移。当沉积物的成岩作用与褶皱作用同时进行时，构造运动力既然可使沉积物发生褶皱，这种力也必然会传递到其中所含的流体，驱使油气从高压区向低压区运移。在此时期，由于沉积物正在紧结成岩，岩性因素阻碍小，流体可进行较大规模的运移。

2.水压力：当沉积物紧结成岩后，在碎屑岩和碳酸盐岩中，由于地静压力主要为岩石矿物颗粒的支架结构所承担，故在储集层内，地层压力基本是由地层孔隙内流体重量所引起的。储集层内所含流体以水为主，油气受水压力而运移。所以，油气进入储集层后，所受地层压力的主要来源不再是地静压力，而是水压力。

（1）静水压力：在储集层内，随深度而增加的水柱静止重量，称为静水压力。以大气压或公斤/厘米^{2}为计量单位。静水压力的大小，也可用水柱高度（即水压头）来表示。如下式：

$$P=\frac{H\cdot d}{10}\text{或}H=\frac{10P}{d} \qquad (4\text{-}18)$$

式中 P——静水压力（大气压）；

d——水的比重；

H——测压点的水柱高（水压头）（米）。

储集层内所含大量水的来源不外有三个方面：其一是沉积岩沉积时，存留于其中的水；其二是随着压实作用，从泥质岩层中挤压出的水流进孔隙性储集层中；其三是储集层出露地表，地表水渗入其中，此处就是储集层的供水区。

上述来源的水，充满于孔隙性岩层中，假如只有一层储集层，层内又没有水流运动时，水压面是水平的，如图4-26所示。

图4-26表示一个静水盆地的剖面，一个储集层向下弯曲呈盆状，四周出露地表，露头点的高程基本相同，因而均接受地表水的供给（供水区），而无泄水区。在这种情况下，该孔隙性地层c和d点的静水压力即分别相当于h_1和h_2段的水柱重量，即 $P_c=\frac{h_1\cdot\rho_w}{10}$ 和 $P_d=\frac{h_2\cdot\rho_w}{10}$，其水压头则分别为$h_1$和$h_2$。任一点的水压头都应等于该点与该层供水区高点之间的高差。当井钻穿该孔隙性地层时，各井中的液面都应上升至与A点和B点相当的高度。此时各井液面联接成一水平面AB，即为该层的静水压面。

但是，当有两个以上的储集层同时存在时，由于每个层的供水区海拔高度不同，各层的静水压面位置就有高低之别，这样，若有通道，就可能发生流体向上、下储集层的垂向运移，如图4-27。所示。

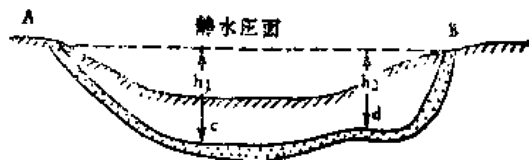


图 4-26　单一储集层内的静水压面示意图

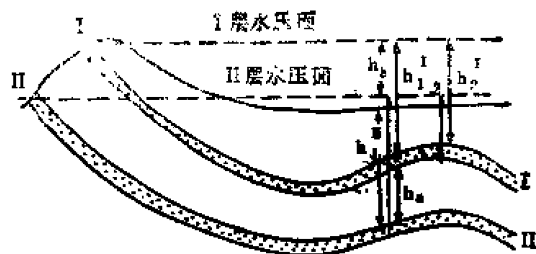


图 4-27　在静水压力下，两个不同储集层之间的流体运移

例如1号井钻穿了Ⅰ、Ⅱ两层，将两个充满水的储集层连通，现分析其层间流体运移情况如下：

设1号井内Ⅰ、Ⅱ层中部的静水压头分别为h_1^1及h_1^{II}，地层水的比重d＝1，则

$$h_1^1 + h_a = h_1^{II} + h_b \qquad (4\text{-}19)$$

按静水压力随深度而增大的概念，流体理应从Ⅱ层流向Ⅰ层，即：

$$h_1^{II} - h_1^1 = h_a - h_b \qquad (4\text{-}20)$$

Ⅰ、Ⅱ两层之间的实际压差$\Delta P = \frac{h_a - h_b}{10}$；

欲使流体从Ⅱ层流向Ⅰ层，则必须是Ⅱ层压力等于或大于Ⅰ层压力与Ⅰ、Ⅱ层间水柱压头之和，即

$$\frac{h_1^{II}}{10} = \frac{h_1^1 + h_a}{10}$$

$$\frac{h_1^{II} - h_1^1}{10} = \frac{h_a}{10} \qquad (4\text{-}21)$$

即流体从Ⅱ层流向Ⅰ层的必要压差$\Delta P' = \frac{h_a}{10}$。现比较两层间的实际压差和必要压差：

$$\Delta P - \Delta P' = -\frac{h_b}{10}$$

或

$$\Delta P = \Delta P' - \frac{h_b}{10} \qquad (4\text{-}22)$$

即两层间的实际压差比促使流体从Ⅱ层向Ⅰ层运移所需的必要压差小$\frac{h_b}{10}$；换言之，液体不能从Ⅱ层向上流向Ⅰ层。恰恰相反，正是在压差$\frac{h_b}{10}$的作用下，液体由上而下从Ⅰ层流向Ⅱ层。从图4-27中可看出，这个压差h_b实际上就是Ⅰ、Ⅱ两层水压面的海拔高差。所以得出如下结论：液体永远从水压面高的层流向水压面低的层。即当Ⅰ层水压面高于Ⅱ层水压面时，液体从上层流向下层；若Ⅰ层水压面低于Ⅱ层水压面，液体就从下层流向上层；若两层水压面高度相同（$h_b=0$），则两层流体保持平衡，不发生层间的垂向运移。所以，流体在纵向上能否发生层间运移，以及如何运移，决定于各层水压面的高差。

当有三个储集层同时存在时，若三者水压面高度不同，具高水压面层中的流体，同样向低水压面层中流动，如图4-28所示。

其中B层水压面最高为h_b，A层水压面次之为h_a，C层水压面最低为h_c，即$h_b>h_a>h_c$，则在有通路的情况下，B层的流体将向A层、C层中流动，如图中箭头所表示的。

同样也可分析同一层内液体的运移方向，如图4-27所示。1、2号井均钻穿Ⅰ层，1号井压力大于2号井，即$h_1{}^1>h_2{}^1$，压差为$\frac{h_1{}^1-h_2{}^1}{10}$。但是，实际上Ⅰ层内1、2号井间液体并不流动，因为两井间存在着液柱高差的重量也等于$\frac{h_1{}^1-h_2{}^1}{10}$，抵消了上述压差，恰使井间液体保持平衡。欲使同一层内液体发生流动，必须水压面是倾斜的，才能打破上述平衡。

(2) 动水压力：由于地壳运动的影响，无论是水平运动还是垂直运动，以及剥蚀作用的差异，都会造成在自然界大多数储集层常常具有不同海拔高度的供水区和泄水区，如图4-29所示。

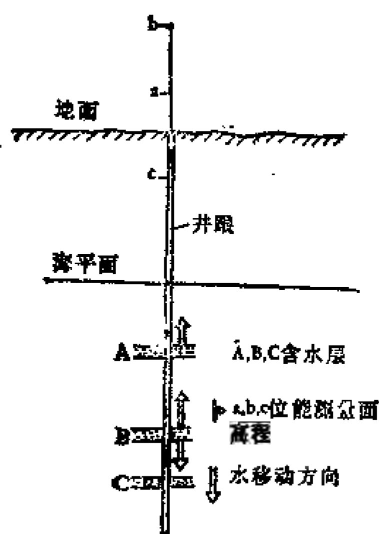


图 4-28 一口井中三个含流体的储集层，具不同的测压水面高度a，b，c，时，流体流动的方向(据A.I.Levorson)

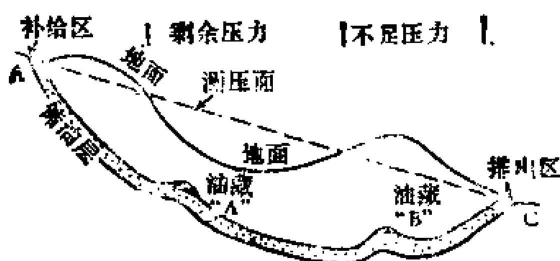


图 4-29 在水动力作用下的流体运动

图4-29中的A点为供水区，C点为泄水区；A、C两点海拔高差H的水柱高度即为水压头，其增加率就是水压梯度。在水压梯度的作用下，水从供水区流向泄水区，并携带油气一起运移。这种在水压梯度作用下所产生的压力，称为动水压力。

由于途经岩石性质的影响，水与岩石孔壁之间的分子引力及摩擦方沿途造成水力损失，因而在钻入同一水层不同深度的井内，液面上升海拔高度不等，有向泄水区递减之势，所以将各井液面连成的水压面是倾斜的，当A、C两点之海拔高差愈大时，则使水沿储集层流动的压力愈大；若A、C两点海拔相同，水压面呈水平，水流将静止。

水在储集层中的流动服从于达西定律，则通过其中任意两点之间的水流量可用下列公式表示：

$$\frac{Q}{F\cdot t}=K\frac{P_1-P_2}{L\cdot \mu} \tag{4-23}$$

式中 Q——液体体积（厘米^3）；

K——储集层的渗透率（达西）；
F——所通过的横截面积（厘米²）；
t——流动的时间（秒）；
p_1-p_2——两点之间的压力差（大气压）；
L——两点之间的距离（厘米）；
μ——液体粘度（厘泊）。

上式中$\frac{Q}{F\cdot t}$的含意是单位时间内，通过单位面积的流量，称为流动速度。

$\frac{p_1-p_2}{L}$代表沿水流方向，单位距离的压力降，称水压梯度。

因此，显然可以说明，水流速度与水压梯度及渗透率成正比关系。

由于地层中各部分的水柱高差、渗透性及地层倾角都不同，其水流速度在各地也是不一样的。曾经测得在地层倾斜平缓的地台区，当水压梯度为1.8米/公里，渗透率为2000毫达西时，水流速度为15米/年。在漫长的地质年代中，这种速度也是可观的。在挤压剧烈的褶皱区，地层倾角陡，水压头大，水流速度一般可达100米/年，水动力作用就更为活跃。因此，在不同地质条件的地区，由于岩性变化及水压头大小不等，水动力因素的作用效率也就有很大差别。

在动水压力作用下，石油和天然气随地下水一起运移，可呈下列方式：

a.油气呈溶解状态：在一般情况下，石油很难溶解于水。但是，在一定的地质环境里，随着压力和温度的增加，石油和天然气都可以有相当的数量溶解在水中；在动水压力作用下，溶解有石油和天然气的水进行运移。

b.油气呈分子团或油珠状随水运移：在运移过程中，油、气和水总是力图按其密度大小进行分异，并且不断地由若干小油滴合并成大的油珠或分子团。以致成片成块地运移。

c.油气呈大片存在时，水流可以其机械动能推挤油气前进。

在自然界的地质条件下，油气不是孤立的以某一种方式随水流运移，常常是这三种方式都存在，但又以某种方式为主。这些都随各地区的具体地质条件而变化。

在动水压力的作用下，油藏的油水接触边界常是倾斜的，其倾斜方向是与地下水流动的方向相一致的。

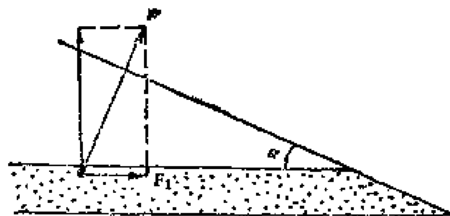


图 4-30 石油在倾斜地层中的上浮

综上所述，可看出水压力（包括静水压力和动水压力）是油气二次运移的重要动力。

3.浮力：天然气和石油都比水轻，当油气进入饱含水的储集层后，气、油、水就会按照其密度的大小不同而进行分异。天然气最轻，居上部；水最重，居下部，石油则居中。由于地壳运动的影响，地层的产状由水平变成倾斜，更有利于浮力发挥作用，如图4-30所示。促使油气发生分异，使油气向上移动的力，称为浮力。

根据阿基米德原理，水对石油的浮力（方向向上）可表示为：

$$F=V(\rho_w-\rho_o)\cdot g \qquad (4\text{-}24)$$

式中 F——向上的浮力（达因）；

V——连续的、油块的体积(厘米^3)；

ρ_w——水的密度(克/厘米^3)；

ρ_o——油的密度(克/厘米^3)；

g——重力加速度(厘米/秒^2)。

当倾斜地层的倾角为α时，则沿上倾方向的分力为：

$$F_1 = V(\rho_w - \rho_o) \cdot g \cdot \sin\alpha \tag{4-25}$$

所以，如果油水的密度差愈大，油块体积愈大，地层倾角愈大，则油水的分异作用进行愈快，石油沿上倾方向运移的速度也就愈大，而当$\alpha = 0$，即地层呈水平状态时，油气将平行于储集层顶部，平铺一层薄膜而不能聚集。但是，从目前地台区发现的许多大油田来看，地层倾角并不需要太大，有的倾斜坡度小到每公里下降1～2米。

从公式中可看出，浮力的大小，与油滴数量有直接关系，对于一个孤立的油滴，单靠浮力使它运移那是困难的。但当很多油滴连成片时，浮力则可使它们向上运移。关于这个问题，美国学者奇尔曼·A·希尔所作的简单实验，能够得到有力的说明，如图4-31所示。

图4-31所表示的是一个长方形盒子的前视图，该盒子长约1.83米，厚约10厘米，宽约30厘米，里面装满浸水的砂子，正面为透明玻璃，可用来观察浮力的作用。

图a表示第一阶段：将三堆油注入水浸砂中，每堆油大小约10厘米左右，各据一方，互不连结，此时由于油堆面积不大，浮力不足，阻力阻止了油滴向上浮起运移，而是停滞不动。

图b代表第二阶段：又加入了一些油，使三堆油互相连接，汇合一起，此时便可看到，其上部有像手指状的油流开始向上浮起运移。这是因为油堆面积增大，浮力也就增大，足以克服阻力，而上浮运移。

图c表示第三阶段：这是在几小时以后，整个油堆都上浮运移到盒子的顶部聚集。在下部只残留了很少很小的油滴，其直径只相当几个孔隙大小。

所以，可以设想，足够的石油呈连续相而连成整片、整块状，就能产生相当大的浮力，驱使石油能够沿储集层顶部向上倾方向运移。一旦油气开始移动，它们就会在沿途吸收许多分散的油、气滴，从而增大它们的体积和浮力。应该指出，岩层孔隙的性质和连通情况，对气、油、水的分异作用也有很大影响。油、气上浮时，同时受到岩石孔隙壁与油、气分子间摩擦力及分子引力的阻碍。当运动速度很小时，摩擦阻力可以忽略不计。当岩层孔隙越小，渗透性越差时，分子引力造成的阻力就越大。油、气滴竭力要保持表面积最小的球形，当液滴要通过比其本身小的孔隙时，其形状必须改变，而不得不伸长和增大表面积，因而产生阻力。如图4-32所示。

在浮力作用下，油滴开始上浮运移的临界厚度（高度）Z_o可用如下公式计算。

$$Z_o = \frac{2\gamma\left(\frac{1}{r_t} - \frac{1}{r_p}\right)}{g \cdot (\rho_w - \rho_o)} \tag{4-26}$$

式中 γ——油水之间的界面张力；

r_t——孔隙的喉道半径；

r_p——孔隙的半径；

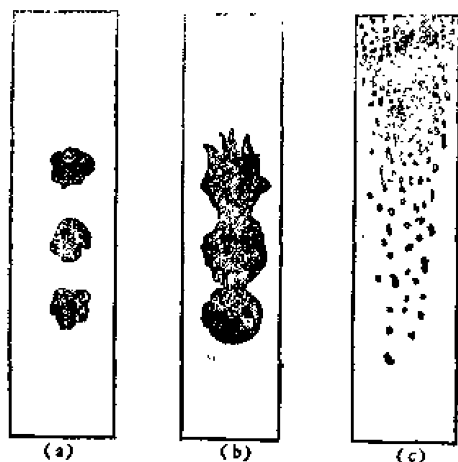


图 4-31 奇尔曼·A·希尔的一个实验的三个连续阶段，说明浮力的作用与油滴数量的关系（据A.I.Levorsen）

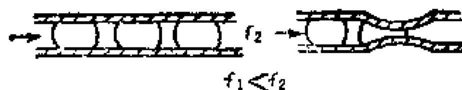


图 4-32 油滴与喉道关系示意图

g——重力加速度；

ρ_w——水的密度；

ρ_o——油的密度。

根据实验认为，一个分选好的细粒砂岩有26%的孔隙度，这样一个天然的集合体，可以近似于一个相同球粒的菱面体堆积，其孔隙的大小，三度空间分别是0.154D、0.225D和0.414D（D是球粒的直径）。图4-33表示根据公式（4-26）计算的油柱临界高度值。油滴超过这个临界高度则开始运移，否则，将停止运移。

在这个实验中，储集层上部被细粒岩层所覆盖；纵座标表示油柱的临界高度，横座标表示颗粒直径大小；$\Delta\rho$为油水之间的密度差。

例如当油水之间的密度差为0.2，储集层颗粒直径为0.2毫米时，则油柱的临界高度为1.524米，即油柱高度超过1.524米时，石油将在储集层内向上运移；假如储集层向上变细，石油为了向上运移就需要一个更高的油柱。

特别需要指出，在油气运移过程中，不是某一种动力单独起作用，而是各种动力综合作用的结果。而其中最重要的又是水动力和浮力互相配合的情况。

例如，当水动力携带油气到达背斜区时，浮力趋向于使油气到达背斜顶部时即被阻止，而不再随水流前进。在这个过程中，位于水流方向的背斜一翼，水动力方向和浮力方向是一致的；而在背斜的另一翼，水动力方向和浮力方向则是相反的，即水动力方向向下，浮力方向向上。其最终结果，油气在背斜的最高部位，形成油气聚集，如图4-34所示。当然，如果水动力过于活跃，超过浮力的大小，则油气可被水冲走。

在地层岩性尖灭圈闭中，情况有些不同。油气由于浮力作用，向上倾方向运移，如果水是向下倾方向流动的（水动力与浮力方向相反），那就提高了圈闭的遮挡作用，易形成丰富的油气聚集，如图4-35所示。

但是，如果水是向上倾方向流动（水动力与浮力方向相同），则油气的浮力再加上水动力的配合，就足以使油气进入更小的孔隙中，甚至油气会通过遮挡带。在这种情况下，可能只有小量的油气聚集，甚至不能形成聚集，如图4-36所示。

除了上述促使油、气运移的因素以外，还有其他一些因素对油气运移也有重要影响：

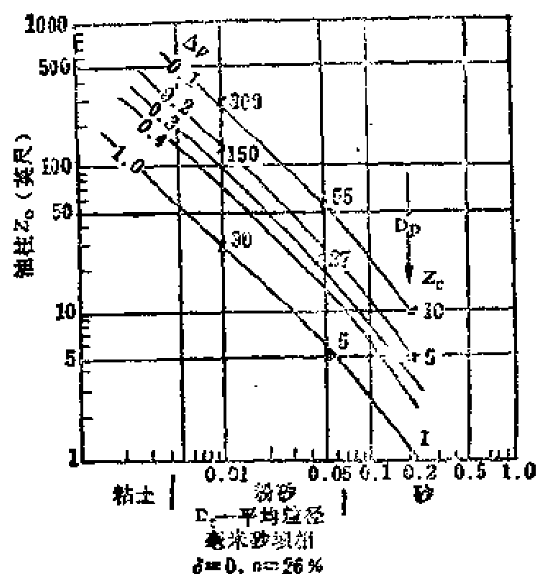


图 4-33 在相同球形颗粒呈菱形堆积的储集层中，油柱的临界高度与储集层参数之间的关系曲线（据Magara，1978）

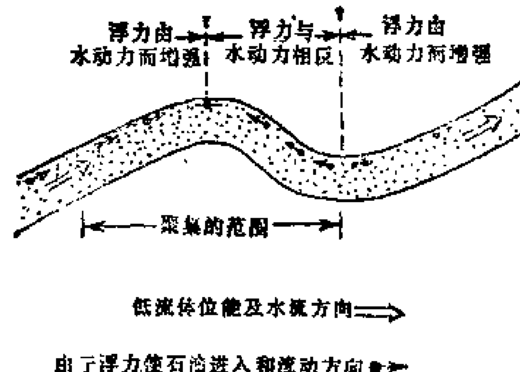


图 4-34 在背斜中浮力与水动力配合的情况

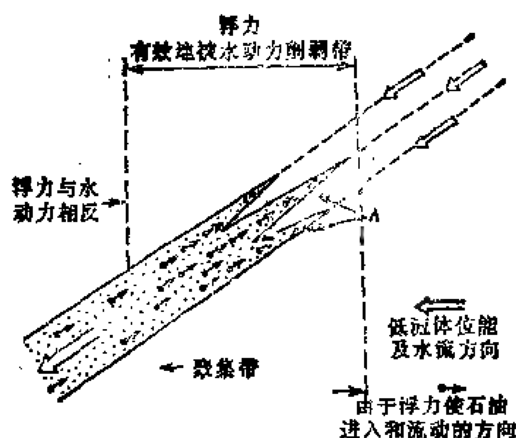


图 4-35 在地层岩性尖灭圈闭中，当水动力与浮力方向相反时，二者配合的情况（据A.I.Levorson）

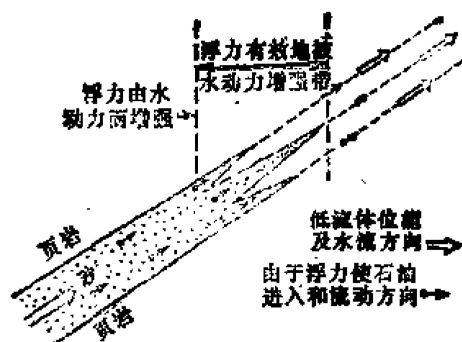


图 4-36 在地层岩性尖灭圈闭中，当水动力与浮力方向一致时，二者配合的情况（据A.I.Levorson）

如地球自转的离心力、岩石的胶结作用、重结晶作用、细菌活动以及地下深处的高温高压等，都起重要作用。这些都有待进一步研究。

欲正确认识自然界中的油气是如何在各种天然动力的作用下进行运移的，就必须结合各地区的具体地质条件、沉积条件、构造条件以及其地质发展历史，进行具体的分析。在地球自转的过程中，正是地壳运动的发生和发展，引起沉积盆地的形成和发展，接受巨厚的沉积物，并使它发生褶皱、断裂和沉积间断，造成油气运移的各种通道；在沉积盆地内形成高压区和低压区，供水区和泄水区；从而使各种动力活跃，促使油气运移。但是，在沉积盆地地质历史发展的不同阶段，各种促使油气运移的天然动力所发挥作用的效率是有差别的。当油气从生油层进入储集层发生初次运移阶段，地静压力起主导作用，毛细管力

也颇重要。而在生油层成岩以后，油气沿着储集层、不整合面和断裂带发生二次运移阶段，水压力和浮力常为主要动力。但是，在储集层岩性变化大，孔隙性和渗透性很差，倾角又平缓时，水动力作用和浮力作用将减弱。

在各种天然动力之间，有时是互相促进，有时是互相削弱。毛细管力能将石油从细小孔隙排挤到大孔隙中去，即从低渗透带挤入高渗透带，使石油容易在水压力及浮力等因素作用下，进行较大规模的运移，这时毛细管力为水压力及浮力等因素发挥作用创造了有利条件。在水压力和浮力之间也是如此，当水压力携带油、气沿地层上倾方向运移时，气、油、水竭力按密度不同进行分异，这时，如浮力和水压力作用方向一致，则加速油气运移；如方向相反，则互相成为阻力。总之，我们必须根据各地区的地层、构造、地史及古水文地质条件，全面地分析各种运移动力的作用及其相互间的关系，才能正确认识油气运移的过程。

二、油气二次运移的主要时期

二次运移是继初次运移之后就开始的，但是在一般情况下，二次运移的主要时期，应该是在主要生油期之后所发生的第一次构造运动时期。这个构造运动使原始地层发生倾斜，甚至褶皱和断裂，破坏了原有压力的平衡。在这种情况下，进入储集层中的油气，在浮力、水动力等因素的作用下，向一切水压梯度低的地方发生较大规模的运移，并在局部压力平衡处（如圈闭内）聚集起来。假如在油气聚集以后，该地区又发生二次、三次，甚至更多次的构造运动，则每一次运动对油气运移和聚集都会产生一定的作用。其作用的大小，决定于构造运动对原有圈闭的改造程度。若对原有圈闭影响不大，或只是促使其继承性发展，则在一般情况下，不会引起油气大规模的区域性运移。只有在构造运动对原有圈闭条件产生重大改造时，或全部破坏时，油气才会沿新的水压梯度降低的方向，再次发生新的区域性运移。因此，在研究油气运移的主要时期时，必须首先研究生油的主要时期及该区的主要构造运动的历史。

中国渤海湾含油气盆地，油气二次运移的主要时期是在早第三纪渐新世东营组末期。此时正是油气生成的主要时期，油气并已从生油层进入储集层。更重要的是在渐新世东营组末期，曾发生一次区域性的构造运动，暂称“华北运动二幕”；这次运动是以块断活动为主要特征，产生了大量断层和一些新的二级构造断裂带，破坏了原有的压力平衡，为油气的二次运移创造了条件。渤海湾地区的一些主要油田，如坨庄—胜利村油田、任丘油田、大港油田、兴隆台油田等，主要都是在这个时期形成的。在这次油气运移聚集时期之后，大约相当于晚第三纪上新世明化镇组末，又发生了一次较强的块断运动，产生了一些新的断层，使部分已形成的油气藏圈闭条件遭受破坏，油气再次运移，导致相当数量的上第三系次生油气藏的形成。如孤岛油田上第三系馆陶组油气藏就是这个时期形成的。

可以认为，油气二次运移的主要时期，也就是油气聚集和油气藏形成的主要时期。因此，研究油气二次运移的主要时期，对油气田勘探有着重要的实际意义。

三、油气二次运移的通道和距离

石油和天然气在二次运移中的主要通道有储集层的孔隙、裂缝、断层和不整合面。储

集层的孔隙和裂缝是油气二次运移的基本通道，正是由于储集层具有孔隙空间和裂缝空间，油气才能进入其中，并通过它们而运移，至于运移的数量和速度，则决定于孔隙、裂缝的大小和连通情况。

断裂可以作为油气二次运移的良好通道。由于断裂不像孔隙那样大小不一，迂回曲折，因此，可以认为油气沿断裂通道运移比在岩石孔隙中运移要更容易。当然，并不是所有的断裂，在所有的时间里都可成为油气运移的通道。在某些情况下，断层可以起阻挡作用。中国渤海湾含油气盆地，自中、新生代以来，块断活动强烈，产生了大量的断层，这些断层对油气的运移和聚集起了极重要的控制作用。

地层不整合面也是油气运移的重要通道，世界上不少大的潜山类型的油气田，常常都是油气通过不整合面运移聚集而形成的。例如我国华北冀中坳陷的任丘油田，石油就是通过不整合面由第三系的生油区运移到中—上元古界储集层的潜山圈闭中聚集起来的。

关于油气二次运移的距离问题，长期以来是石油地质界有争论的问题。有人主张长距离运移，有人主张短距离运移。在研究和讨论油气二次运移的距离问题时，必须从具体的地质条件出发，作具体的分析。如区域构造条件，岩性岩相变化条件，以及促使油气运移的各种动力条件等等。在岩性岩相变化较大的地区，同时又缺乏其他合适的运移通道，则油气不可能进行远距离的运移。例如位于不渗透的泥岩生油层中的砂岩透镜体油气藏，以及周围被不渗透性地层所包围的生物礁块油气藏等，石油是由附近相邻生油岩中运移聚集其中的，不可能也不需要经过远距离的运移。与此同时，也要看到，当储集层性质变化较小，连通性比较好，或具有其它合适的运移通道，如不整面或断裂带，同时又具备促使油气运移的动力条件，则油气进行较远距离的运移也是可能的。

从我国目前所发现的油气田情况看，它们都有靠近沉积中心（油源区或生油凹陷）分布的特点。因此，可以认为油气二次运移的距离不是很大的。表 4-3是我国几个主要含油气盆地中，油气二次运移距离的统计数据。

表 4-3 我国部分含油气盆地油气运移距离

盆地名称	运移距离（公里）	
	一般	最大
松辽盆地	小于 40	
鄂尔多斯盆地	小于 40	60
渤海湾盆地	小于 20	30
江汉盆地	小于 10	15
南襄盆地	小于 10	20
酒泉盆地	5～20	30
准噶尔盆地	30～50	80

从表中可以看出，油气运移的距离一般都在50公里以内，最大的是新疆准噶尔盆地克拉玛依油田，也只有80公里。陆相地层中油气运移距离比较短，可能与岩性不稳定、横向相变较大有关；同时与断层发育，水动力条件差也有关系。

四、油气二次运移的主要方向

油气田勘探的实践证明，一些含油气丰富的油气田，都是位于生油凹陷附近油气运移

的主要方向。例如，我国大庆油田就是处于主要生油区——古龙凹陷油气运移的主要方向。据计算，约有87%的生油量沿这一方向运移至大庆长垣中聚集起来，形成特大的大庆油田。又如渤海湾盆地东营凹陷中的一些油气田：坨-胜油田、东-辛油田、永安镇油田、郝-现油田、滨南油田、纯化镇油田、王家岗油田、广利油田等等，也都是分布在主要生油区的周围，在油气运移的主要方向上，如图4-37所示。

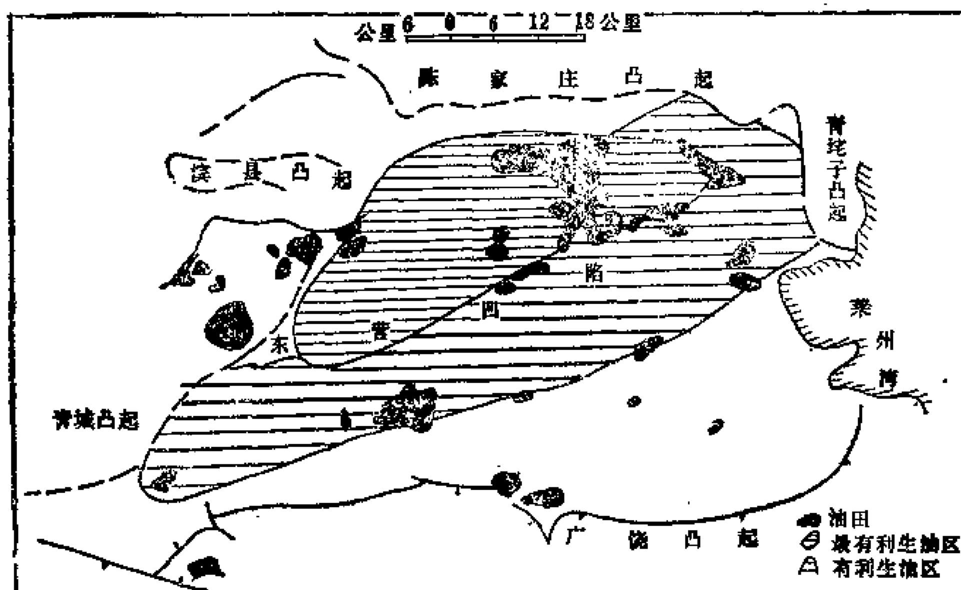


图 4-37 东营凹陷油气田分布与生油区关系示意图（据胜利油田）

地壳中的石油和天然气，总是沿着阻力最小的方向运移，这是油气在储集层中运移的规律。其具体运移的主要方向则受多种因素的控制，其中最重要的是区域构造背景，即凹陷区与隆起区的相对位置及其发育历史。在一般情况下，位于凹陷附近的隆起带及斜坡带，常成为油气运移的主要方向、特别是其中长期继承性的隆起带最为有利。与此同时，油气运移的方向还要受储集层的岩性岩相变化的影响，受地层不整合、断层分布及其性质的影响，以及水动力条件等因素的影响。因此，在判断油气运移的主要方向时，必须综合分析以上各种条件，才能得出比较切合实际的结论。

随着石油有机地球化学的进展，发现石油在运移过程中，有被矿物颗粒选择性吸附的现象，其结果与实验室内色层分析极为相似。因此，可以根据石油化学成分的改变，以及由此引起的物理性质的变化，去追索石油运移的主要方向。在实验室内，当油气通过色层柱时，由于不同组分，或同一组分不同极性和不同大小分子的物质，其吸附能力不同。最先最容易通过的是那些吸附能力小和不具极性的成分；而吸附能力强、分子大和具有极性的物质，一般很难通过，或通过很少。在实际勘探工作中，也发现沿着油气运移的主要方向，油气的化学成分和物理性质也产生有规律性的变化。其中非烃和芳香烃含量、卟啉含量，以及沥青质、胶质和重金属（V、Ni、Ca）等的含量，都相应减小。另外，有人还测得石油中C^{13}/C^{12}的比值也随运移距离渐远而降低。这是因为石油中的非烃化合物（含氧、硫、氮的有机质），最易吸附于矿物的表面或溶解于水中。在石油的不同族分中，芳香烃比烷烃和环烷烃的极性强，对水的溶解度也大，所以随着石油的运移，其芳香烃族分逐渐减少，而芳香烃中C^{13}/C^{12}的比值高于烷烃和环烷烃。因此，随着在油气运移方向上芳

香烃的减少，必然导致C^{13}/C^{12}比值的减少。也有人认为，重同位素C^{13}比轻同位素C^{12}吸附能力强，因此，C^{12}相对运移快，故在运移前方，C^{12}含量相对较高，致使C^{13}/C^{12}比值减小。我国四川盆地泸州古隆起附近阳新统及嘉陵江组天然气中C^{13}同位素含量的变化，明显的表现出这个规律，如图4-38所示。

从图中可以看出，天然气C^{13}同位素的含量从隆起上向凹陷方向（天然气来源的方向）变大，而在隆起顶部（运移的前方），其含量逐渐减小。

随着石油和天然气在运移过程中（天然的层析过程），化学成分有规律的变化，必然导致其物理性质的变化，沿着油气运移的方向，其比重和粘度一般都会减小。

我国酒泉盆地可以作为这方面的实例。该盆地的油源区位于老君庙背斜带西部的青西凹陷，主要生油层是下白垩统新民堡群。从区域构造位置上看（如图4-29），老君庙背斜带西北紧邻青西生油凹陷；从构造发育史上看，青西凹陷一直处于相对低的、接受沉积的位置，而老君庙背斜带，则始终处于相对高处。青西凹陷生成的油气，主要通过白垩系后期向西变薄的砂层及向西倾斜的白垩系顶、底不整合面向东运移。

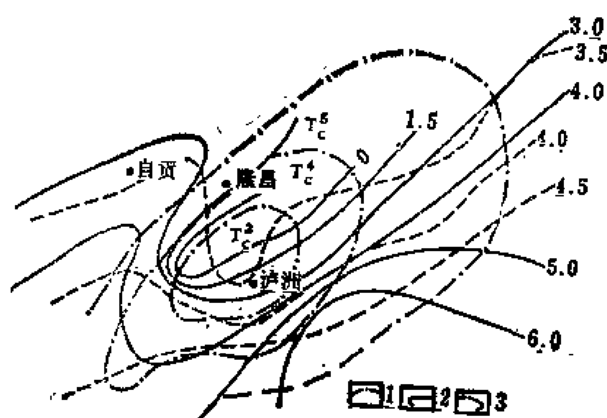


图 4-38 四川泸州古隆起阳新统、嘉陵江组天然气C^{13}含量分布图（据四川石油管理局）

1—香溪世前古地层界线；2—嘉陵江组天然气C^{13}同位素含量；3—阳新统天然气C^{13}同位素含量

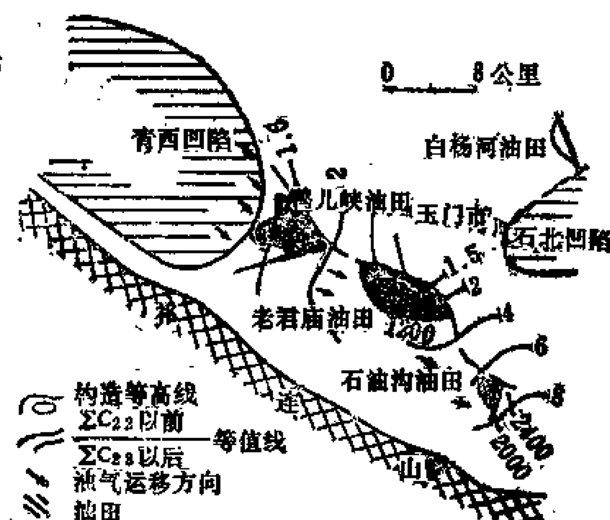


图 4-39 酒泉盆地老君庙背斜带油气运移的方向（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

当时盆地地下水的补给区为南部祁连山的边缘地带，进入地层后向西北或北流动，它们与凹陷中因压实作用排出的并向外围运移的地下流体在背斜带相遇，并形成压力平衡条件，使油气在这里聚集。

上述运移方向，从油藏中流体性质的变化也得到证实，如表4-4及表4-5所示。

从表中所列数据可以看出：从鸭儿峡向老君庙、石油沟方向，原油正烷烃主峰值、OEP值均逐渐降低。C_{22}以下与C_{23}以上的比值逐渐增加，原油比重、粘度、含蜡量及凝固点逐渐变小、变低。

必须指出，上述原油性质的变化，只是当沿油气运移方向，层析作用起主导作用时，才能发生的现象。假如在运移过程中，若氧化作用占主导地位，则不仅上述有规律性的变

表 4-4 老君庙背斜带各油田原油物性数据(据中国科学院兰州石油地质研究所)

地区	层位	样品数	粘度 (30°C、厘泊)	比重 (D_4^{20})	凝固点 (°C)	含蜡量 (%)
石油沟	BC	1	21.8	0.8597	0.1	13.58
	L	5	20.4	0.8571	-1.9	13.3
	M	6	27.5	0.8650	1.97	13.2
老君庙	K	4	17.3	0.8562	-1.6	12.96
	L	9	23.2	0.8620	2.16	13.94
	M	8	30.8	0.8658	10.5	15.09
鸭儿峡	L	8	25.4	0.8640	10.3	14.26
	K_1x	503*	67.8	0.8763	20.0	13.38
	K_1x	508*	190.7	0.8821	20.0	15.32
	S	5	66.2	0.8815	17.06	14.22

表 4-5 老君庙背斜带各油田正烷烃数据表(据中国科学院兰州石油地质研究所)

层位	地区	井号	主峰碳数	OEP值 单井	OEP值 平均	C_{22}以下/C_{23}以上 单井	C_{22}以下/C_{23}以上 平均
K	老君庙	443	C_{21}	1.07	1.05	2.25	2.77(2)
BC	石油沟	27	C_{21}	1.03		3.00	
L	石油沟	111	C_{19}	0.95		3.12	
		249	C_{19}	1.04		2.97	
		5	C_{21}	1.06		2.94	
		195	C_{19}	1.07		2.08	
	老君庙	K-243	C_{21}	1.07		2.26	
		H-181	C_{21}	1.08		2.08	
		770	C_{21}	1.08		1.97	
		52	C_{21}	1.05	1.05	1.81	2.44(14)
		D-221	C_{21}、C_{23}	1.05		1.27	
		189	C_{21}	1.04		1.28	
	鸭儿峡	158	C_{21}	1.07		1.63	
		304	C_{21}	1.03		1.63	
		248	C_{21}	1.05		1.68	
		684	C_{21}	1.05		1.93	
M	石油沟	N-662	C_{17}	1.05		3.65	
		692	C_{19}	1.07		2.94	
		134	C_{21}	1.07		1.94	
		729	C_{21}	1.08		1.36	
		883	C_{21}	1.08	1.07	3.32	2.23(8)
	老君庙	701	C_{21}	1.05		2.15	
		E-222	C_{21}	1.07		1.30	
		H-196	C_{23}	1.05		1.22	

续表

层位	地区	井号	主峰碳数	OEP值		C_{22}以上/C_{28}以下	
				单井	平均	单井	平均
K_1x	鸭儿峡	503	C_{21}	1.07	1.10	2.94	2.23(2)
		508	C_{21}	1.12		1.70	
S	鸭儿峡	114	C_{21}	1.08	1.10	2.41	2.11(3)
		135	C_{21}	1.10		1.95	
		137	C_{21}	1.13		1.98	

化不存在，而且还会出现相反的变化规律，即原油性质从凹陷内部向边缘由轻变重，沿油气运移的方向，原油的比重、粘度有规律地增大，其它参数也呈有规律性的变化。表4-6是表示辽河西部凹陷各油田原油性质沿运移方向变化的情况。

从表列数据中可以看出：沿油气运移的方向，从凹陷内部到凹陷外缘，从双台子油田到曙光油田，原油的比重和粘度有规律地增加；胶质+沥青质的含量也有规律的增加。在松辽盆地古龙凹陷中大庆长垣萨尔图油层和葡萄花油层原油性质的变化也有类似的规律性，如表4-7所列。

表 4-6　辽河西部凹陷各油田原油性质数据(据石油工业部石油勘探开发研究院，1977)

部位	油田＼原油性质	比重 D_4^{20}	粘度(50°C)厘泊	凝固点 °C	含蜡 %	胶质+沥青质 %	含硫 %	备注
凹陷内部	双台子	0.829	2.79	24	6.7	6.22	0.078	双7井
凹陷内部	兴隆台马圈子地区	0.8420	4.5	15	4.17			马50井
凹陷中段	兴隆台北部	0.8873	14.87	-12	5.54	7.25	0.127	兴58井
凹陷中段	曙光二区	0.8597	18.54	30	10.23	19.92	0.154	2-6-6井
凹陷中段	双喜岭高垒带	0.8621	20.44	35	13.33	3.85(沥青质)	0.097	双12井
凹陷外缘	高升	0.9461	1508	4	3.96	37.5	0.53	高3井
凹陷外缘	曙光三、四区	0.9489	258.7(100°C)	34	6.58	46.6	0.3449	曙13井

从表列数据同样可以看出：从南向北，沿油气运移的方向，原油的比重和粘度逐渐增大，造成这种变化的原因可能是多方面的，但最重要的原因，可能是由于油气运移过程中氧化作用占主导地位的结果。

除了上述横向（水平方向）的油气二次运移主要方向外，在不同的地质条件下，油气二次运移的主要方向也可以是纵向的（垂直方向）。当油气作纵向运移时，同样可以看到沿

表 4-7 松辽盆地古龙凹陷大庆长垣萨尔图油层、葡萄花油层原油性质变化

（据石油工业部石油勘探开发研究院，1977）

原油性质＼油田	葡西油田	葡萄花油田	高台子油田	杏树岗油田	萨尔图油田	喇嘛甸子油田
比重 D_4^{20}	0.8227	0.8387	0.8510	0.8550	0.8690	0.8697
粘度(50°C)厘泊	7.4	10.7	12.6	17.8	28.9	32.25
含蜡量%		28.35	22.6	24.6	20.2	21.2
硅胶质%	5.8	6.34	0.42	13.98	18.1	20.78
变化趋势	南（近古龙凹陷）→北（远离古龙凹陷）					

运移方向油气物理、化学性质发生有规律的变化。我国的一些断陷盆地中，由于断裂的大量产生和长期活动，导致油气二次运移中，主要是以沿断层通道的纵向（垂向）运移方向。例如渤海湾盆地的一些油气田就具有这样的特点。在这些油气田中，由于纵向运移的结果，其原油比重及粘度都是从下往上增大，即沿运移方向逐渐增大；而天然气的比重则正相反，从下往上逐渐减小。浅层地层水总矿化度出现明显的高异常区，如表4-8所示。

这样的变化规律在济阳坳陷的坨庄—胜利村油田也同样可以看到，如表4-9所示。

表 4-8 大港油田油、气、水性质纵向变化情况表（据大港油田）

地层＼项目			原油性质					天然气性质			油田水性质			备注
			比重 (D_4^{20})	粘度 (50°C 厘泊)	含蜡量 (%)	凝固点 (°C)	胶质、沥青质 (%)	比重	甲烷含量 (%)	重烃含量 (%)	总矿化度 (毫克/升)	氯根 (毫克/升)	水型	
上第三系	明化镇组	明二	0.9322	112.6	6.1	−15.3	17.6	0.5734	96.95	2.12	3305	1029	重碳酸钠型	
		明三	0.9184	62.7	8.0	−1.3	15.6	0.6093	93.50	6.61	3321	1009	重碳酸钠型	
		明四	0.8991	29.8	9.0	2.8	12.6	0.6626	85.00	12.94	3772	1118	重碳酸钠型	
	馆陶组	馆一	0.8878	18.3	9.2	16～−16	9.2	0.6508	85.61	12.00	4952	977	重碳酸钠型	
		馆二	0.8777	62.0	11.9	21	12.3	0.7081	77.04	17.40	4962	1146	重碳酸钠型	
		馆三	0.8695	25.6	14.7	24.8	9.8	0.7316	75.98	21.98	4753	1192	重碳酸钠型	
		馆四	0.8546	11.7	14.8	30.5	7.2	0.7827	71.43	27.74	5097	1678	重碳酸钠型	
下第三系	东营组		0.8411	4.99	16.37	25	8.67	0.7023	80.71	17.48	17277	6880	重碳酸钠型	
	沙河街组	沙一、二	0.8583	7.59	18.26	21	9.66	0.6856	82.85	15.05	17313	8089	重碳酸钠型	
		沙三	0.8280	2.87	12.49	23	5.66	0.7582	75.21	23.22	15953	8295	重碳酸钠型	

表 4-9 埕庄—胜利村油田油气水性质纵向变化情况(据胜利油田)

层位 \ 项目	原油性质				
	比重 D_4^{20}	粘度 厘泊	凝固点 °C	含蜡量 %	含硫量 %
上第三系馆陶组	0.97	4267	12		1.06
下第三系东一段	0.95~0.97	1141~3607	2~10		0.82~0.87
东二段	0.94~0.96	350~3200	-9~5		0.75~0.9
东三段	0.93~0.95	300~1000	-6~14	7.34~3.85	0.7~1.1
沙一段	0.89~0.93	25~300	1~28	2.47~16.5	0.5~0.8
沙二段上部	0.88~0.95	28~1400	34	4.4~24.15	0.41~1.1
沙二段下部	0.87	36~2400	0~34	8.24~23.04	0.5~1.44
沙三段	0.86	25			0.6

层位 \ 项目	天然气性质			地层水总矿化度
	比重	甲烷 %	重烃 %	ppm
上第三系馆陶组	0.579	93~94	0	11987
下第三系东一段	0.57~0.59	94~98	0~1.1	5749~27600
东二段				
东三段				
沙一段	0.57~0.75	81~97	1.6~1.81	10000~21000
沙二段上部	0.57~0.78	81~96	3.7~17.3	9100~23000
沙二段下部				20000~52000
沙三段				21577~148940

从表列数据的变化，可以清楚地看到，在华北地区由于上第三系明化镇组时期的断裂活动，使下部下第三系的油气藏中的油气沿断层向上纵向运移，在运移过程中氧化作用占了主导地位，其结果是从下往上，沿油气运移的方向，原油比重、粘度都逐渐增大，出现规律性的变化。

因此，在分析油气运移的主要方向时，一定要对各种地质条件进行综合分析，才能得出比较正确的结论。

综上所述，可以看出，石油和天然气的运移是油气藏形成过程中的极为重要的环节。正是由于有油气的运移（初次运移和二次运移）才能导致油气藏的形成，当然在不同的地质条件下也可能导致油气藏的破坏。因此，研究油气运移问题是石油地质工作者的重要任务之一，它与油气勘探工作的实践是紧密连系在一起的。

第五章 油气藏形成的基本条件

第1节 圈闭与油气藏的基本概念

一、圈闭与油气藏的基本概念

运移着的石油和天然气，如果遇到阻止其继续运移的遮挡物，则停止继续运移，并在遮挡物附近聚集，形成油气藏。所以，遮挡物的存在，是造成油气聚集、形成油气藏的基本条件。

我们把这种适合于油气聚集、形成油气藏的场所，称为圈闭。更确切地说，圈闭是由三部分组成的：（1）适合于储存油气的储集层；（2）紧盖着储集层，阻止油气逸散的盖层；（3）从各方面阻止油气继续运移，造成油气聚集的遮挡物，它可以是盖层本身的弯曲变形，如背斜；也可以是另外的遮挡物，如断层、岩性变化等。总之，圈闭是具备油气聚集条件的场所。但是，圈闭中不一定都有油气，一旦有足够数量的油气进入圈闭，充满圈闭、或占据圈闭的一部分，便可形成油气藏。

所谓油气藏，应理解为：油气在单一圈闭中的聚集。更具体的说，就是一定数量的运移着的油气，由于遮挡物的作用，阻止了它们继续运移，而在储集层的这部分富集起来，就形成了油气藏。

若油气聚集的数量足够大，具有开采价值，则称为工业油气藏。如果油气聚集的数量不够大，没有开采价值，就称为非工业性油气藏。

究竟聚集多少数量的油气才有开采价值，这决定于政治、技术、经济等各方面的条件。过去认为没有开采价值的非工业性油气藏，由于技术条件的发展，或者由于对石油的特别需要，可以成为有开采价值的工业性油气藏。所以，工业性油气藏的概念，可以认为是随时间、条件的改变而变化的。

油气藏的重要特点是在“单一的圈闭中”，所谓“单一”的含意，主要是指受单一要素所控制，在单一的储集层中，在同一的面积内，具有统一的压力系统，统一的油、气、水边界。如图5-1所示。同一背斜中有三个储集层，分别组成三个圈闭，三个不同的压力系统，不同的油、气、水边界，就应该认为是三个油气藏。

又如图5-2所示，虽然是一个储集层，但是由于断层的破坏，形成两个不同要素所控制的圈闭：其上盘为主要受背斜要素所控制的圈闭；其下盘为主要受断层要素控制的圈闭，并且具有不同的压力系统和油水边界。因此，应是两个油藏。

如果在圈闭中只聚集了石油，则称油藏；只聚集了天然气，则称气藏；二者同时聚集，则称为油气藏。

二、圈闭的度量

圈闭的大小，主要是由圈闭的最大有效容积来度量。圈闭的最大有效容积表示该圈闭能容纳油气的最大体积。因此，它是评价圈闭的重要参数之一。

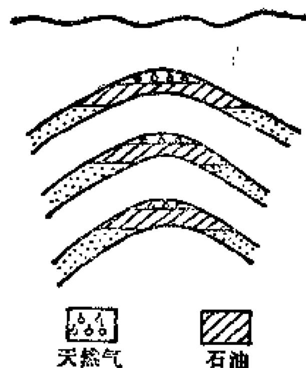


图 5-1　三个储集层组成的三个油藏

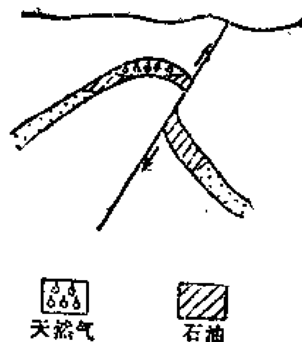


图 5-2　同一储集层，两个构造要素控制的两个油藏

(一)圈闭的闭合高度和闭合面积

图5-3表示背斜圈闭中，一些有关参数的概念。

1.溢出点

流体充满圈闭后，开始溢出的点，称该圈闭的溢出点。

2.闭合面积

通过溢出点的构造等高线所圈出的面积，称该圈闭的闭合面积。闭合面积愈大，圈闭的有效容积也愈大。

3.闭合高度

从圈闭的最高点到溢出点之间的海拔高差，称该圈闭的闭合高度。闭合高度愈大，圈闭的最大有效容积也愈大。

必须注意，构造闭合高度与构造起伏幅度是两个完全不同的概念。闭合高度的测量，是以海平面为基准。而构造幅度的测量，则是以区域倾斜面为基准。同样大小构造起伏幅度的背斜，当区域倾斜不同时，可以具有完全不同的闭合高度，如图 5 - 4 所示。

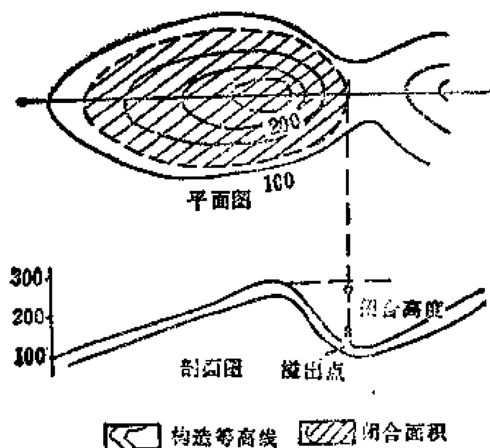


图 5-3　背斜圈闭中，度量最大有效容积的有关参数示意图

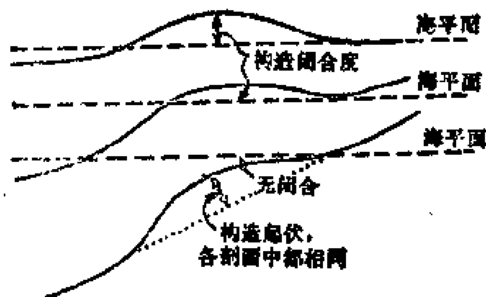


图 5-4　表示相同构造起伏，因区域倾斜不同，则闭合高度不同

断层圈闭的闭合面积，一般情况下，按断层线和储集层顶面等高线相闭合时所圈定的面积计算。如图5-5所示，C点为溢出点，则等高线CD与断层线BD和AC所圈定的面积为其闭合面积。C点与闭合面积内最高点的高差为其闭合高度。但是，若根据资料说明断层两

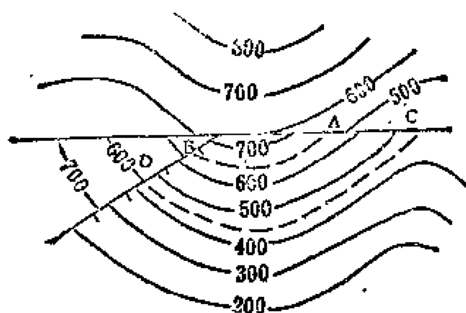


图 5-5 断层圈闭的溢出点、闭合高度和闭合面积示意图

侧系渗透性岩层相遇，A点为溢出点，此时断层圈闭的闭合高度和闭合面积就都相应变小了。假如断层面本身就是不封闭的，那就根本不可能形成圈闭，其他参数也就根本不存在了。

其他类型的圈闭，其溢出点、闭合高度和闭合面积的确定方法，原则上与上述两种类型的确定方法基本相似。

(二)圈闭最大有效容积的确定

圈闭的最大有效容积，决定于圈闭的闭合面积、储集层的有效厚度及有效孔隙度等有关参数。其具体确定方法，可用下列公式表示：

$$V = F \cdot H \cdot P$$

式中 V——圈闭最大有效容积，米^3；

F——圈闭的闭合面积，米^2；

H——储集层的有效厚度，米；

P——储集层的有效孔隙度，%。

三、油气藏内油气、水的分布

在油气藏中，由于重力分异的结果，油、气、水的分布常有一定的规律：气在上，油居中，水在下；形成油-气分界面，油-水分界面。在一般情况下，这些分界面是近于水平的。有时也有倾斜的。在未被破坏的背斜油气藏中；油-气分界面及油-水分界面常是近似于水平的，并且油、气、水分界线的水平投影线，往往与构造等高线大致平行，如图5-6所示。

油和水的外部分界线(在此界线之外没有油，只有水。)称为含油边缘。油和水的内部分界线(在此界线之内，只有油没有水。)称含水边缘。(含油边缘有时也称含油外边缘；含水边缘有时也称含油内边缘。)气藏的内、外边缘也按同样道理命名。如果油气藏高度小于油层厚度时，含油、气内边缘就不存在了。如果油层厚度不大，或构造倾角较陡，这时油气充满圈闭的高部位，水围绕在油气藏的四周，即在含油气内边缘以外，这种水称为边水。但是，如果油层厚度大，倾角小，油气藏的下部全为水，这种水称为底水。如图5-7所示。

在地层较平缓的构造中，油-水接触面较宽广；在地层倾斜较陡的构造中，油-水接触面较狭窄。

由于油气藏有多种类型，所以含油气边缘的情况也是各种各样的。除上述背斜油气藏外，常见的还有许多种。例如，砂岩透镜体油藏的含油边缘，是油与不渗透岩层相接触的交线。如图5-8所示。

在岩性尖灭油藏中，含油边缘的形状，决定于不渗透岩层与尖灭储集层分界线的形状。一般呈“帽檐状”或“舌状”，如图5-9所示。

断层遮挡油气藏含油气边缘的形状，与岩性油藏相似，如图5-10所示。

地层不整合遮挡油气藏含油气边缘的形状，也与岩性油气藏相似，如图5-11所示。

在有些油气藏中，油-水接触面并不是水平的，而是呈倾斜状态；它的油气不是聚集

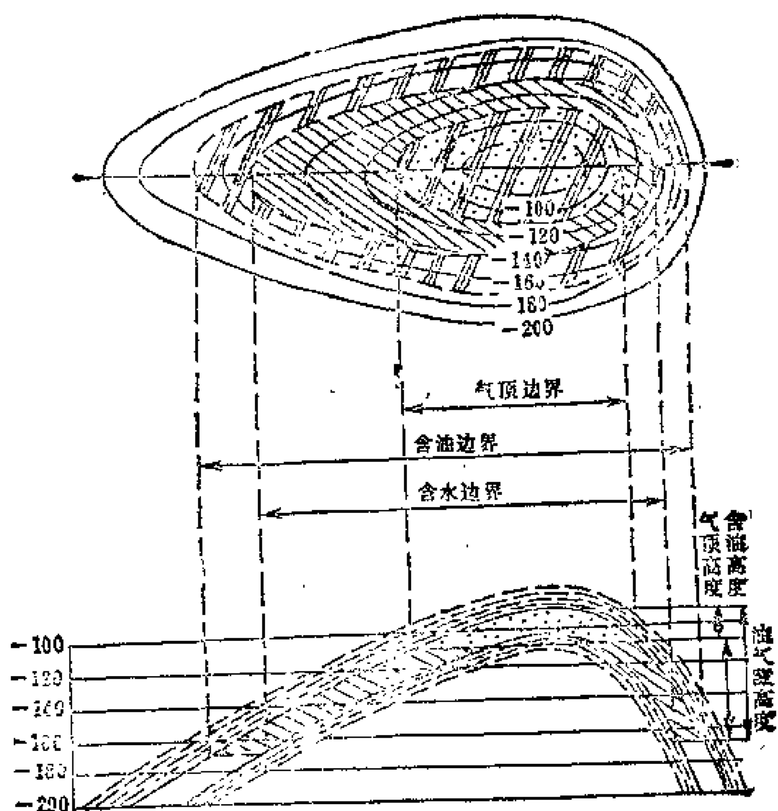


图 5-6 背斜油气藏中，油、气、水分布示意图
（据И.О.БРОД）

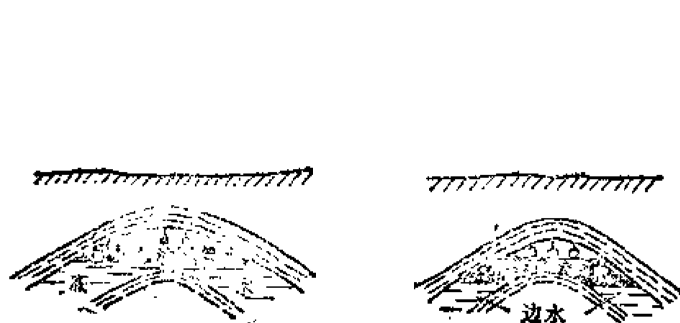


图 5-7 油气藏边水及底水示意图

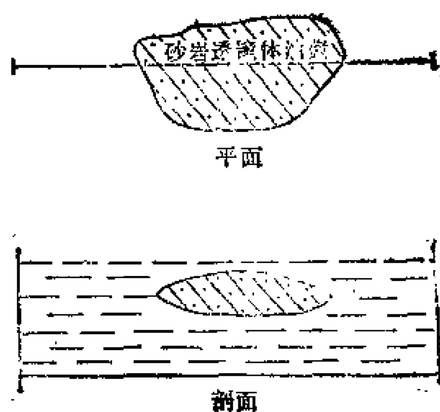


图 5-8 透镜体油藏含油边缘示意图

在构造的顶部，而是偏移到背斜的一侧，这种油气藏称“悬挂式油气藏”。它的油-水边界形状，如图5-12所表示。苏联俄罗斯地台布古鲁斯兰隆起上有这种油气藏的实例。

必须指出，上述油气藏中油、气、水的分布情况，是在一定程度上被简化了的宏观理想情况。自然界的实际情况要复杂得多。据目前所知，在大多数油气藏中，在含油气部分都有束缚水存在。同时在天然油气藏中，油-水分界面也并非是一个截然分开的面，而是一个具有一定厚度的过渡带；在油-水过渡带内，含有油、束缚水和自由水；愈接近上部含油部分，其含油饱和度愈高；而愈接近下部的边水或底水部分，其含油饱和度愈低。气-水、气-油的分界面也具有类似的性质。过渡带的厚度决定于储集层中流体重力分异的条

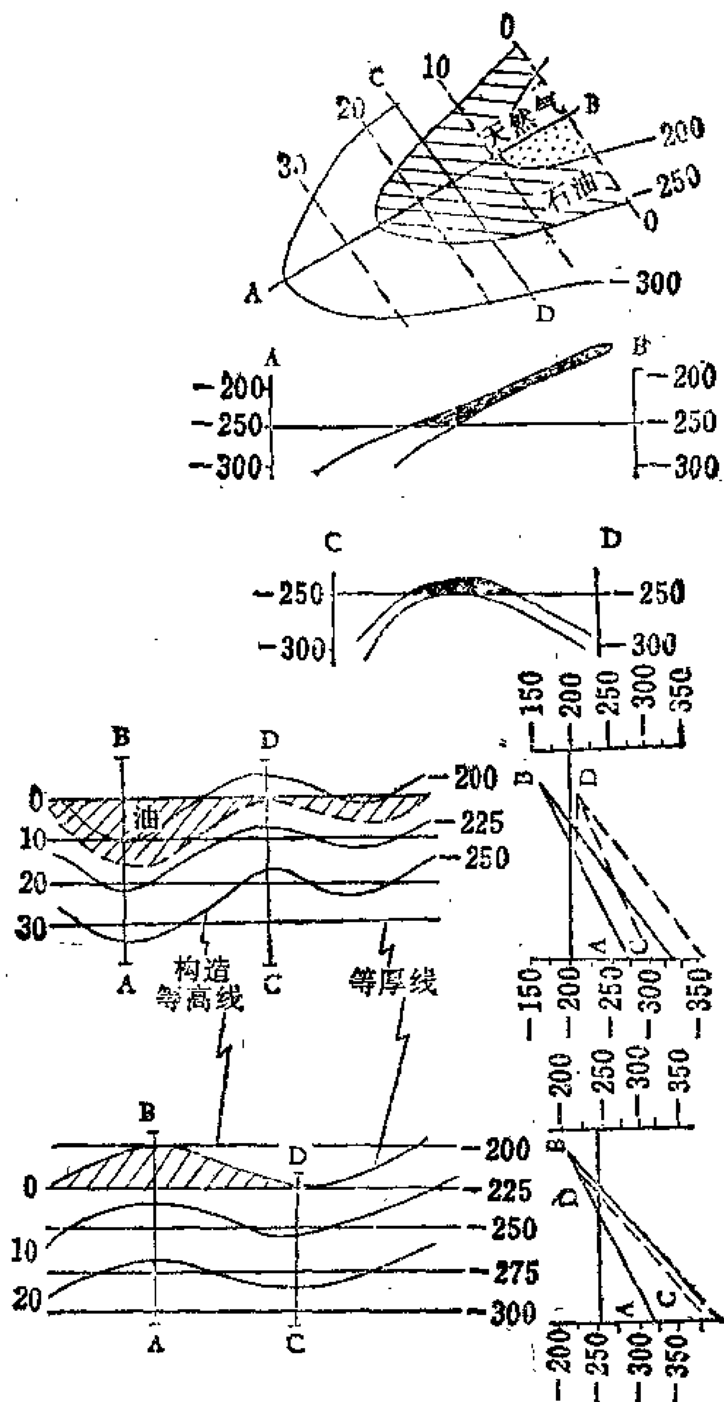


图 5-9 岩性尖灭油藏含油边缘示意图

件，它首先取决于储集层的物理性质及流体本身的性质。

此外，油-水界面或气-水界面，在实际上也很少是完全水平的，而往往是稍有倾斜，造成这种倾斜的主要原因是水动力条件，其倾斜角度的大小，决定于水压梯度的大小。一般情况下，这种倾斜对圈定含油气面积没有重大影响。但是，当倾斜度很大时，甚至偏移到一侧，形成所谓“悬挂式油气藏”，则必须弄清楚其偏斜的位置，以便有效地布置井位，合理地圈定含油气面积。

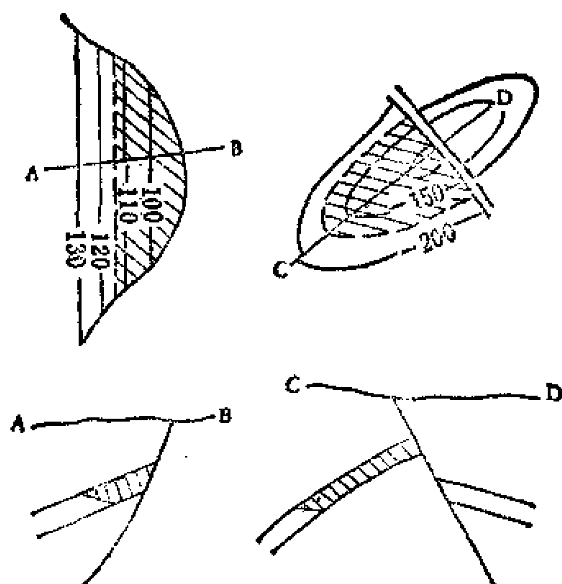


图 5-10 断层遮挡油气藏含油气边缘示意图

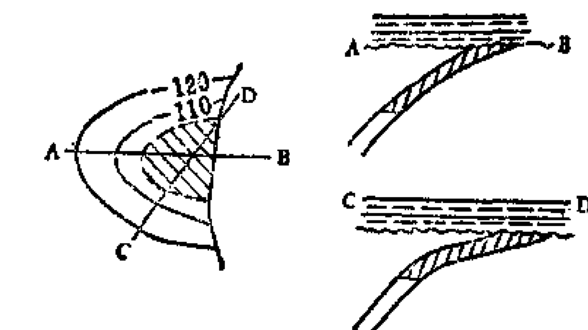


图 5-11 地层不整合遮挡油气藏含油气边缘示意图

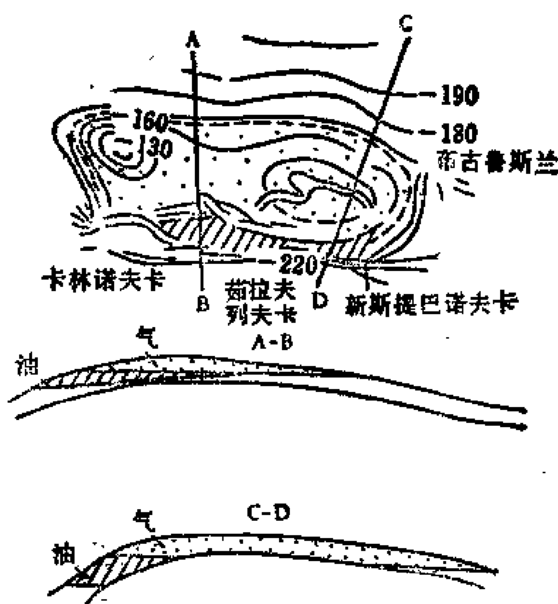


图 5-12 布古鲁斯兰喀山系卡姆层的悬挂式油气藏(据И.О.БРОД)

上述气、油、水按重力分异作用。有规律的成带分布，这是一般的规律。在有些情况下，由于某种原因可以造成油、气、水不规则的分布。例如，当储集层物性不均匀时，在毛细管力的作用下，油仅能进入较大的孔隙部分，而水仍占据较小的孔隙部分，这样就可能破坏正常的油、气、水分布规律，使得在平面上和剖面上出现油、气、水互相穿插的现象。我国陕北地区的大多数油藏中，常夹有一些物性较差的含水夹层，使得储集层的含油部分在纵剖面上呈现一条条的带状，而在横向上由于砂岩物性变化，使油藏在平面上的分布呈不规则的块状，这样就使得油、水的分布规律变得比较复杂。

在油气藏中，油气水本身的性质也往往是不均一的，在油藏中，石油的比重和重组分含量，常由上向下逐渐增加；这是由于石油本身的重力分异作用，以及油-水接触带的水对油藏底部石油氧化的结果。在气藏中，由上向下，也有甲烷含量降低，较重烃类气体含量增加的现象。在气-水接触带也常发现氮气和硫化氢气体增加的现象。油气藏中水的成分也同样是不均匀的，一般情况下，从油藏向外围，水的矿化度逐渐降低；同时还常见到水中硫酸盐含量增高，环烷酸及碳氢化合物含量等逐渐降低，造成这种现象的主要原因，是水与油气接触时，产生物理-化学作用的结果。

综上所述，油气藏内油、气、水的分布，是受各种因素影响和控制的，有它基本的、一般的规律，也有它特殊的情况。因此，在油气田勘探的实践中，必须充分注意油、气、水的分布规律，因为它与探井的井位布置有直接关系。

第2节　油气藏形成的基本条件

油气藏的形成，是石油地质学研究的主要问题之一。阐明和掌握油气藏形成的基本原理，不仅具有科学的理论意义，而且对油气资源的勘探与开发有更重要的实际意义。油气藏的形成过程，就是在各种因素的作用下，油气从分散到集中的转化过程；能否有丰富的、足够数量的油气聚集，形成储量丰富的油气藏，并且被保存下来，主要决定于是否具备生油层、储集层、盖层、运移、圈闭和保存等六个条件。由于在一个能形成油藏的圈闭中，其前提就必然包括盖层、储集层和保存等条件；因此，对于研究油气藏形成的基本条件所言。充足的油气来源和有效的圈闭将成为两个最重要的方面。当然它们也不是孤立的，

一、充足的油气来源

在一个沉积盆地中，能否形成储量丰富的油气藏，充足的油气来源是重要的前提。而油气来源是否充足，取决于盆地内生油层系的发育情况，所含原始有机物质的多少及其向油气转化的程度。地壳运动的多周期性，使沉积盆地经历多个生油期，在剖面上出现多生油层系。衡量油气来源丰富程度的具体标志，是生油凹陷面积的大小及凹陷持续时间的长短（生油层系的厚薄)。生油凹陷的面积大，持续时间长，可以形成巨厚的多旋回性的生油层系及多生油期，具备丰富的油气来源。这是形成储量丰富的大油气藏的物质基础。根据世界上61个特大油气田所在的12个含油气盆地的统计(它们拥有世界石油及天然气储量的一半以上)，它们都是长期稳定下沉的沉积盆地，发育有巨大体积的沉积岩系，具有面积大，持续时间长的生油凹陷，发育有巨厚的生油层系，具备充足的油气来源。其具体参考数据如表5-1所列。

从上述不完全的粗略统计资料可以看出：拥有丰富的油气资源，特别是特大油气田的含油气盆地，其面积绝大多数在10万公里^{2}以上，沉积岩的体积大多在50万公里^{3}以上，生油岩系的总厚度最小是200～300米，一般在500米以上，最厚的可达1000米以上。

但是，需要特别指出的是，不能因此就认为小盆地，或较小的盆地没有丰富的油气资源，这是不正确的，也是不符合实际情况的，面积大小固然重要，但它不是唯一的决定因素，有些盆地面积虽然较小，但沉积岩厚度大，含油岩系所占的比例大，圈闭的有效容积大，生油层总厚度大，油源丰富，也可形成丰富的油气聚集。例如美国西部的洛杉矶盆地，面积仅3900公里^2，是一个小型沉积盆地。但发育有巨厚的沉积岩系，仅在中新世晚期到更新世短短的时间内，就沉积了厚度达6000米以上的沉积岩，在沉积凹陷的中心部位，富含有机质的泥质生油岩系厚达2000～3000米，油源极为丰富。在油源区及其附近，砂岩储集层发育，而且储集层与生油层交互成层，或指状交错，十分有利于初次运移。在油源区或相邻地带，发育有一系列背斜构造，圈闭条件好，圈闭面积也较大。因此，形成数目众多的油气田，且含油厚度特别大，一般可达1000米以上，最厚可达到1585米(长滩油田）。使得这个小盆地中，平均每平方公里发现的石油储量达10万米^{3}以上，居世界各含油气盆地的首位。此外，如罗马尼亚的普洛耶什蒂盆地、美国加利福尼亚的文图拉盆地，

表 5-1 世界12个大含油盆地61个特大油气田的情况简表

盆地名称	盆地面积(公里²)	沉积岩系发育概况			生油岩发育概况		油气可采储量(吨、米³)及特大油气田数
		时代	厚度	体积(公里³)	时代	岩性及厚度	
波斯湾	240万	古生代、中、新生代，以J、K、E、N为主	5000～12000米 平均8000米	704.1万 其中J以上417万	J_3、K_2、E为主	碳酸盐岩为主，最厚4000米，主要生油层厚1000～1500米	油541亿 28个
西西伯利亚	230万	中、新生代，以中生代为主	最厚4000～8000米 平均2600米	600万	J_2～K，以J_3,K_1为主	泥岩(前三角洲) 500～1000米	油60亿 8个
美国墨西哥湾	110万	中、新生代	最厚12000米 平均4000米	545万	J_3～N_1,以K_2、N_1为主	泥岩为主、部分为碳酸盐岩 1000～2000米	油53.4亿 1个
马拉开波	8.5万	中、新生代(K～N)	最厚10000米 平均4600米	395.7万	K～N，以始新世为主	K为石灰岩、粘土岩,厚150～200米,E泥岩2000米	油73亿 2个
伏尔加乌拉尔	65万	以上古生代为主	一般小于2000米，在乌拉尔山前可达8000米，平均3100米	218.2万	中泥盆世～早二叠世	以泥岩为主，总厚200～500米	油42.7亿 2个
利比亚锡尔特	35万	古～中、新生代，以K、E、N为主	古生界1500米，K以上最厚5000米，平均2500米	80万	K～E，以K_2、E为主	以石灰岩、泥灰岩为主，部分为泥岩 1000～2000米	油40亿 气7790亿 4个
阿尔及利亚东戈壁	41万	古生代～中生代	4000～5000米	160万	志留纪	页岩200米	油9.9亿 气29940亿 3个
北海	62万	二迭～第三系	总厚8000米 第三系3000米	300万	侏罗纪和第三纪，部分晚石炭世	泥岩	油34亿 气184080亿 4个
尼日尔河三角洲	6万	新生代	一般4000～6000米 最大12000米	30万	早第三纪	泥岩1000～2000米	油27亿，气11200亿 大油气田6个
美国内部	60.2万	古生代、中生代	9000米	85万	Є、C、P	泥岩为主，200～400米	1个(气)
松辽	22.6万	K～N	最厚6000米 平均3000米	77.5万	K	泥岩500～1000米	1个
华北	25万	震旦～中生代 新生代	新生代最厚可达6000米其中E4500米	125万	E为主	泥岩大于500米最厚1000～1500米	1个

都是丰度极高的小型含油气盆地。如图5-13所示。我国华北也有一些这样丰度高的小型凹陷，东营凹陷就是其中之一。

从上述含油气盆地的实例可看出，油源的丰富程度除与生油岩的体积有关外，还与生油岩的埋藏深度，以及生油岩与储集岩的接触关系、配合情况等有密切关系。换言之，油

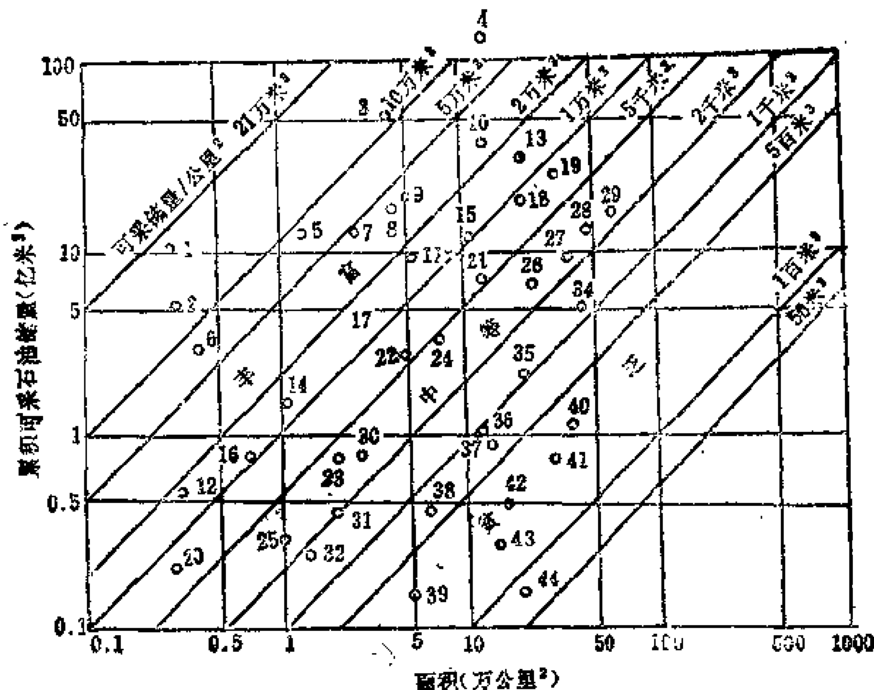


图 5-13 世界部分含油气盆地的丰度（据法，佩罗唐）

1—洛杉矶（美）；2—普罗耶什蒂（罗）；3—马拉开波（委）；4—波斯湾（中东）；5—巴库（苏）；6—文图拉（美）；7—山九昆（美）；8—曼格什拉克（苏）；9—苏门答腊（印尼）；10—路易斯安那（美）；11—坦比科湾（墨）；12—吉夫霍斯（西德）；13—锡尔特（利比亚）；14—雷孔卡沃（古巴）；15—东委内瑞拉（委）；16—维也纳（奥）；17—大霍恩（美）；18—阿拉斯加北坡（美）；19—西得克萨斯(美)；20—地拉那(阿)；21—尼日尔河三角洲；22—巨港(印尼)；23—温德河(美)；24—吉普斯兰(澳)；25—拉哈夫(加)；26—怀俄明(美)；27—东戈壁(阿尔及利亚)；28—得克萨斯海岸(美)；29—阿尔伯塔(加)；30—库克湾(美)；31—帕朗蒂(法)；32—塞尔西培(巴西)，33—加蓬西部；34—阿巴拉契亚(美)；35—威利斯顿(美)；36—帕拉多科斯(美)；37—渭衣(缅、南)；38—阿奎坦(法)；39—圣胡安(美)；40—蒙大拿(美)；41—密执安(美)；42—阿马迪瓦斯(澳)；43—丹佛尔(美)；44—拉达米斯（利比亚）

源的丰富程度决定于生油岩的体积、有机质数量和类型、生油岩的成熟度（有机质转化为油气的程度），以及生油岩排出石油和天然气的能力（给油率）等综合因素。这是研究油气资源评价时必须全面考虑的。

二、有利的生、储、盖组合

油气田的勘探实践证明，生油层、储集层、盖层的密切配合，是形成丰富的油气聚集，特别是形成巨大油气藏，必不可少的条件之一。有利的生、储、盖组合其含意是指生油层中生成的油气能及时地运移到储集层中，即具有良好的输送通道，畅通的排出条件；同时盖层的质量和厚度又能保证运移至储集层中的油气不会逸散。这是形成大油气藏的极重要条件。

在研究生、储、盖组合时，必须考虑地壳运动的旋回性及沉积环境的影响。根据世界主要含油气盆地生、储、盖组合的情况，可将这种组合关系归纳为两大类。即连续沉积的生、储、盖组合和被不整合面所分隔的生、储、盖组合。

连续沉积的生、储、盖组合是指三者之间是连续沉积的，没有被不整合面所分隔；生

油层与储集层之间的通道是建立在两者直接接触的基础上。这种接触的形式可以是多样的，主要决定于地壳运动的周期性，和沉积作用的旋回性。例如我们把一个含油气盆地从下降开始到上升结束作为一个旋回的发展过程，这个过程大致可分为四个阶段：即下降开始阶段；相对稳定下降阶段；有节奏的上升阶段；上升侵蚀阶段。在旋回发展的不同阶段，有不同的生、储、盖形成条件及组合型式；一般情况下，在相对稳定下降阶段，最先形成的组合可能是以生油层在上储集层在下的型式为主；其后则以互层为主；当达到最大沉降时，即最大海侵期，碎屑物质供应不足，沉积物以泥质为主，砂质储集层不发育，最多只能形成一些砂岩透镜体。在有节奏的上升阶段，为海退式沉积，早期以互层为主；稍晚则为明显的海退沉积，形成生油层在下、储集层在上的组合型式。因此，可以认为，在沉积盆地的某一旋回的发展过程中，相对稳定沉降阶段的最大水侵期前后，是最有利于形成良好的生、储、盖组合的发展阶段。

生、储、盖的组合型式除在时间上（纵向上）的变化外，它们在空间分布上（横向上）也有明显的变化规律。在坳陷的中心，一般为生油区，可能发育有砂岩透镜体；向四周则递变为互层式或指状交叉式或侧变式的生、储、盖组合。其具体的型式取决于盆地的构造运动、古地貌和沉积条件。

例如坳陷中心为前三角洲泥，向岸方向递变为三角洲前缘→三角洲平原和河流环境；在三角洲前缘常可见指状交叉的砂、泥岩层，而在三角洲平原的分流河道，则以砂质岩为主。又如在碳酸盐岩发育的盆地中，在坳陷中心常常是富含有机质的盆地相灰岩沉积（生油层），向岸方向递变为滩相（生物滩、鲕滩），或礁相（储集层），在有些岸带附近形成泻湖相沉积。在滩相和盆地相的过渡带常出现二者指状交叉的型式，也可出现互层的组合型式。

不同的生、储、盖组合，具有不同的输送油气的通道和不同的输导能力，油气富集的条件就不同。

例如，生油层与储集层为互层状的组合型式，由于生油层与储集层直接接触的面积大，储集层上、下生油层中生成的油气，可以及时地不受限制的向储集层中输送，对油气生成及油气富集都最为有利。当储集层中有背斜存在时，则油气可从四周向背斜中聚集，形成丰富的油气藏。如图5-14所示。

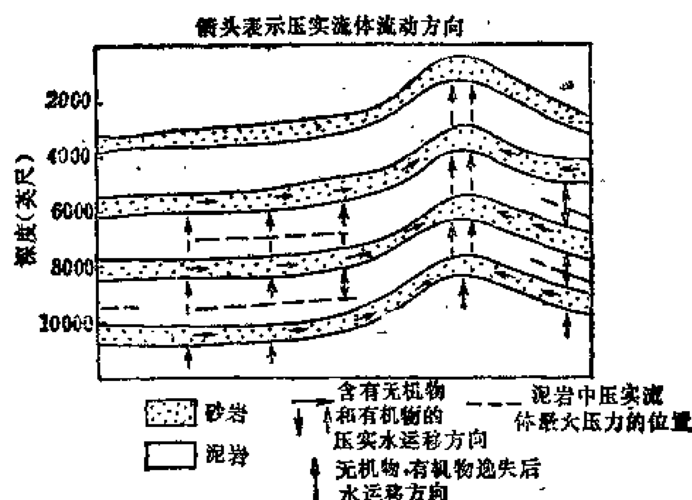


图 5-14 生油层与储集层为互层组合时，油气初次运移和聚集示意图（关于苏联西西伯利亚盆地白垩系—侏罗系油气初次运移和聚集的模拟）（据R.J.Cordell）[46]

又如生油层和储集层为指状交叉的组合型式时，由于生油层和储集层的接触局限于指状交叉地带，在这一地带的输导条件，与互层相似。而对于远离交叉带的一侧，由于附近缺乏储集层，输导能力受到一定限制；而在另一侧，由于只有储集层，附近缺乏生油层（油源），油气来源也受到一定限制。故

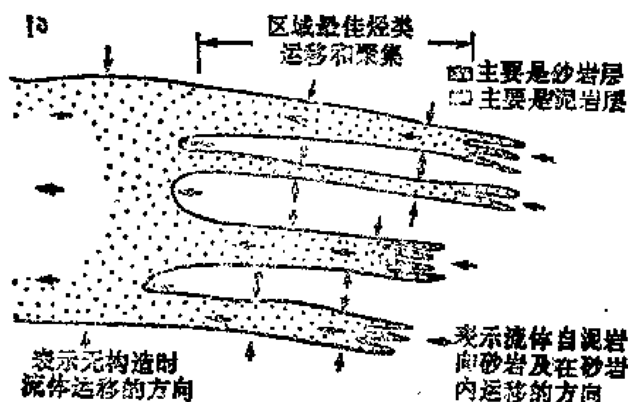


图 5-15 生油层与储集层成指状交叉组合型式时，油气初次运移和聚集的示意图。（关于三角洲指状交叉组合油气初次运移和富集的模拟）（据R.J.Cordell）〔46〕

其输导条件和油气富集条件都较互层差。如图5-15所示。

又如当生油层中存在砂岩透镜体时，从接触关系来看，应该是油气的输导条件最为有利。但是，在这种情况下，油气输导的机理，至今还没有被充分的解释清楚。因为，在油气生成的主要阶段之前，砂岩透镜体早已被水所充满，要使油气进入透镜体，必须同时有等量的水被排出。J. K. 罗伯特认为，生油层中的油气是从砂岩透镜体的底下进入透镜体的，而透镜体内原有的水从上部排出，如图5-16所示。

上述三种生、储、盖组合的型式与油气初次运移和富集的关系，基本上可以说明了生、储、盖组合型式对油气藏形成的影响，这些都是被简化了的理想情况，在实际当中，必须充分考虑具体的地质条件。

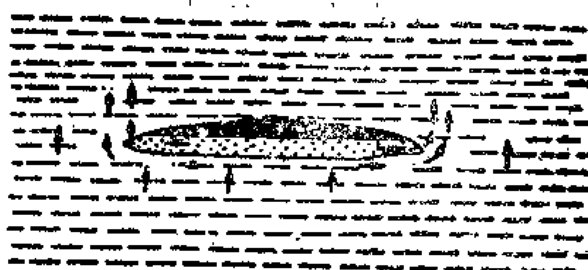


图 5-16 生油层中存在砂岩透镜体时，油气初次运移和聚集的示意图。（关于美国得克萨斯州北部和中西部砂岩透镜体中油气初次运移和富集过程的模拟）（据R.J.Cordell）〔46〕

关于被不整合面所分隔的生、储、盖组合，其最根本的特点是构成组合的三者之间有地层不整合面存在。它既可以是沟通不同时代，互不相邻的生油层和储集层，成为二者之间的油气运移通道，又可成为储集层上倾方向的遮挡条件。有时还可“一身两用”，同时兼有两者的功能作用。不整合面可以使构成生、储、盖组合的三者，不是连续沉积的；可以是不同时代，甚至是相隔很长的地质时代；也可以是在横向上相距较远。这样就使得形成生、储、盖组合的范围，在时间上、空间上都扩大了。因此，可以把被不整合面分隔的生、储、盖组合单独划分出来。但是，它除了多一个不整合面的作用外，其他方面都与连续沉积的生、储、盖组合相似，故不再赘述。

三、有效的圈闭

如前所述，圈闭是由储集层、盖层和遮挡物组成，它具备聚集油气的能力，因而是形成油气藏的必要条件。但是，大量油气勘探实践证明，在具有油气来源的前提下，并非所有圈闭都聚集有油气，而是有的圈闭聚集油气，有的圈闭只含水，属于所谓“空”的，这表明它实际上对油气聚集而言是无效的。由此可见，由于各个圈闭所处的地质环境的差异，所经历的地质历史不同，它们聚集油气的有效性也不同。所谓研究圈闭的有效性，就是指在具有油气来源的前提下，研究圈闭聚集油气的实际能力。有许多因素可以直接影响

圈闭的有效性，它们使圈闭聚集油气的实际能力表现为不同的情况。有的圈闭只对聚集天然气有效，而对石油无效，形成纯气藏；有的圈闭对聚集油气都有效，而形成油气藏，也有的圈闭对聚集油气都无效，只是含水，形成"空圈闭"。影响圈闭有效性的主要因素有如下几方面。

(一)圈闭形成时间与油气运移时间的相应关系

石油和天然气是在圈闭形成以后才能在其中聚集起来。如果在一个沉积盆地内，有的圈闭是在最后一次区域性油气运移以后形成的，它形成时，油气早已运移走了，这种圈闭对油气的聚集显然是无效的。只有那些在油气区域性运移以前或同时形成的圈闭，对油气的聚集才是有效的。

油气区域性运移的时间，可以通过如下几方面的研究去了解：

1. 油气初次运移是与生油岩的压实、紧结成岩同时发生的。而生油岩的压实、紧结成岩，又与埋藏深度有直接关系；目前认为生油岩埋深1500米左右时，是油气初次运移的高峰（生油岩主要排油期）。只有在此排油高峰以前或同时形成的圈闭，对油气聚集才是最有效的。

2. 岩石的后期变化，如胶结作用、重结晶作用、后生白云岩化作用等发生的时间，控制了次生孔隙的形成时间。

3. 区域断裂形成时间，与早期油气二次运移的通道有密切关系。

4. 沉积盆地内，决定地质构造现状的最后一期构造运动，控制了最后一次区域性油气运移的时间。

以上四个方面，都是与区域性油气运移时间有直接关系的重要因素。也是在研究圈闭形成时间与油气运移时间的相应关系时，必须综合考虑的重要问题。

从一个沉积盆地的地质发展历史来看，在生油岩发生压实、紧结过程中，油气发生初次运移时，除可向邻近储集层作垂向和侧向运移外，还可在生油层内部的岩性、地层圈闭中（如砂岩透镜体圈闭等）聚集起来，形成油气藏，这些对该生油层来讲，是最早的圈闭和油气藏。在生油层成岩以后，地壳运动还可以造成许多受背斜、断层及地层不整合等因素控制的圈闭。并且岩石的后期变化、区域断裂的形成，都可造成发育的次生孔隙带和裂隙带，为油气运移提供通道和储集空间，只要遇到合适的圈闭条件，油气即可聚集形成油气藏。这个阶段，常常是盆地内最重要的区域性油气运移时间，也是形成油气藏的关键时期。但是，假如盆地经过若干次构造运动，则决定盆地内地质构造现状的最后一次构造运动，就显得非常重要。它控制了最后一次区域性油气运移时间。这次运动，因地质环境不同，可能产生两种结果：其一是它可能使盆地原有构造面貌，继承性发展，使原有的多数圈闭雏形进一步发育定形，这些形成时间早、继承性强的圈闭，对油气聚集最有利；而在这次运动中新形成的圈闭，由于油气多已聚集在早期圈闭中，这些新圈闭常常成为"空"的，对油气聚集无效。另一种情况是这次地壳运动比较强烈，可能改变盆地原来构造面貌，破坏了早期圈闭，打破了原来油气聚集的平衡状态，促使油气再次发生区域性运移，油气在全盆地内重新分布，这样，在这次运动中形成的新圈闭，假如由于隆起幅度高、封闭条件好，就更有利于油气聚集，成为有效的圈闭；而原有的早期圈闭，如果遭到破坏，油气逸散，就成为对油气聚集无效的圈闭了。也有时这两种情况同时出现在一个沉积盆地中，使圈闭的发展历史复杂化，这就需要更进一步深入分析圈闭形成时间与区域性油气运

移时间的相应关系，对圈闭的有效性才能作出正确的结论。

例如，我国西部酒泉盆地，老君庙和青草湾两背斜都位于南部构造带，其第三系地层中具有相似的背斜圈闭。钻探结果，老君庙背斜具有丰富的油气藏，而青草湾背斜则未发现油气聚集。在对比了两个背斜构造的地质发展历史后，发现除与岩性变化有关外，背斜圈闭形成时间与区域性油气运移时间的对应关系，是一个极重要的原因。酒泉盆地最后一次区域性油气运移时间是上新世，此时老君庙背斜已经形成，油气聚集其中，形成丰富的油气藏。而青草湾背斜圈闭，是在上新世末期才形成，这时区域性的油气运移已结束，缺乏油气来源，而且其海拔高度又低于老君庙背斜，也不能使油气重新运移其中；因此，青草湾背斜圈闭对油气聚集是无效的。没有形成油气藏。

又如在我国东部济阳坳陷内，则可见到另一种情况。该盆地内第三系发育四套生、储、盖组合；坨-胜构造与东-辛构造是两个毗邻的背斜，其构造发育历史经历两个阶段；第一阶段是渐新统沙河街组沉积时，东-辛地区为一古隆起；坨-胜地区开始为凹陷，接受了较厚的沙河街组中下部沉积，至沙二段末才开始隆起；第二阶段是沙河街组沉积以后（主要为东营期），盆地内构造运动以断块活动为主要型式，东-辛构造轴部形成被断层严重破坏的地堑；坨-胜构造则发育定型，以后继续隆起成比较完整的现状。盆地内上述两个构造发育阶段，伴随两次区域性的油气运移，东-辛构造圈闭形成较早，但后期遭到断层严重破坏；坨-胜构造圈闭形成虽然较晚，但隆起幅度较高，比较完整，东营期又是盆地内最重要的区域性油气运移时期，油气的重新分布，使坨-胜构造成为重要的高产大油田，而东-辛构造则大为逊色。

上述实例，说明研究圈闭形成时间与区域性油气运移时间的相应关系，对评价圈闭的有效性是非常重要的。

（二）圈闭所在位置与油源区的相应关系

在一个沉积盆地中，次级凹陷的发育和分布，控制着油源区的分布。一般在长期发育的沉降中心与沉积中心相吻合的凹陷中是盆地内最有利的生油区。油气生成后，首先运移至油源区内及其附近的圈闭中，聚集起来而形成油气藏。多余的油气则依次向较远的圈闭运移聚集。如果油源有限，不能满足盆地内所有圈闭的总有效容积时，则距油源区远的圈闭常常是“空”的，实际上成为无效的圈闭。所以，一般情况下，圈闭所在位置距油源区愈近，愈有利于油气聚集。圈闭的有效性愈高。

从圈闭所在位置与油源区的相应关系研究圈闭的有效性时，需要注意两个重要因素。其一是油源是否充足，即油源区所供给油气的数量能否满足盆地内所有圈闭总有效容积的需要，假如油气供给源源不断，非常丰富，能够充满盆地内所有圈闭，则圈闭所在位置距油源区的远近，就没有更重要的意义；在区域性油气运移时存在的圈闭全部都能聚集油气，即所有的圈闭都是有效的。如果油气来源有限，则圈闭所在位置与油源区的相应关系，就显得非常重要，距油源区愈近愈好。另一个要注意的因素是储集层的岩性变化和受断裂分割程度如何，如果储集层的岩性变化大，物性不稳定，孔隙连通性差，乃至有的互相隔绝；再加上封闭性断层发育，将同一储集层分割成若干互不连通的断块；那么，即使油源充足，油气也很难进行较长距离的区域性运移。油气只能在生油区内及其附近的圈闭中聚集。在这种情况下，离生油区较远的圈闭，就很难聚集油气，常常是“空”的，这些圈闭的有效性当然也就很差了。相反，若储集层岩性变化小，连通性好，则在油气供给充足的

情况下，圈闭所在位置与油源区的相应关系，就显得无足轻重了。

鉴于上述原因，在油气勘探实践中，要加强对储集层的物性和断裂性质的深入研究。一般在陆相地层发育的沉积盆地中，岩石性质变化较大，储集层在纵向、横向上都不太稳定，油气运移距离有限，因此，在生油区内及其附近的圈闭是最有利的，常可发现丰富的油气藏。而远离生油区的圈闭则往往是无效的。如图5-17所示，在松辽盆地的中央深凹陷是深湖相下白垩统的主要生油区，油源很丰富，大庆长垣恰位于深凹陷内，油气生成后就近聚集其中，形成特大油田；而远离中央凹陷的若干构造，其含油气情况就大为逊色。这表明在陆相沉积盆地内，有利的生油区控制了油气的分布范围，查明圈闭所在位置与油源区的相应关系，对指导油气勘探有重要的实际意义。

在我国渤海湾地区的一些断陷盆地中，圈闭所在位置与油源区相应关系的重要性就更为明显。

在海相地层发育的沉积盆地中，由于在一般情况下，储集层岩性常较稳定，连通性也比较好，油气能较长距离地运移。因此，圈闭所在位置与油源区的相应关系，就不象在陆相地层发育的沉积盆地内那么重要了。

应该指出，在沉积盆地的发展历史中，不同的地质时期，盆地的沉积中心和沉降中心常会发生变化，因而各时代油源区的位置相应地发生迁移。这使我们研究圈闭所在位置与油源区的相应关系变得更加复杂，不同时代有效圈闭的位置随油源区位置的转移而变化。这就要求对不同时代的地层作具体的分析研究，才能得出符合实际情况的认识。

（三）水压梯度和流体性质对圈闭有效性的影响

在静水压力条件下，水压面是水平的，同一储集层内海拔高度相同的各点，都具有同样大小的压力。这时，圈闭内的油-水（或气-水）界面呈水平状态。如果在水动力条件下，水压面是倾斜的，在水压梯度的作用下，储集层中所含的地层水，沿水压面倾斜的方

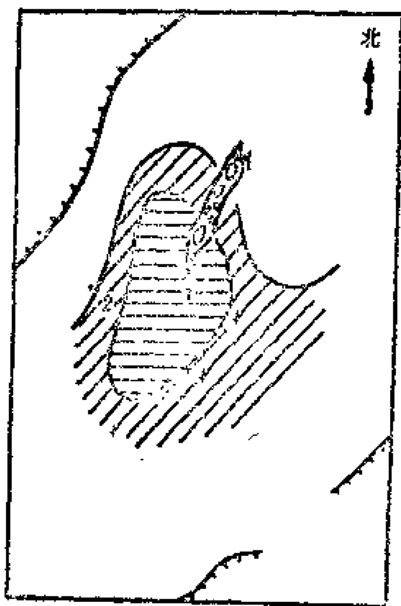


图 5-17 大庆油田与油源区的关系
（据大庆油田）

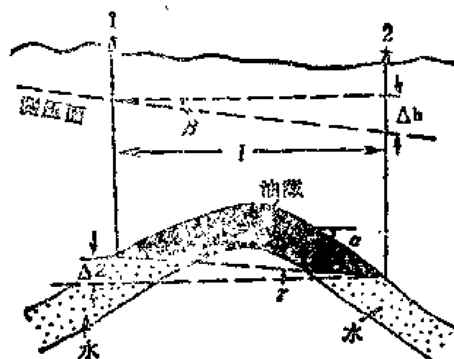


图 5-18 水压梯度与圈闭有效性的关系
l—1，2号井间的距离；Δh—1，2号井间水压面高差；ΔZ—1，2号井间油(气)水界面高差；c—储集层向水流方向一翼的倾角；β—水压面的倾角；γ—油

向，从供水区流向泄水区，圈闭内的油-水（或气-水）界面也顺水流方向倾斜，其倾角的大小决定于水压梯度和流体的密度差。如图5-18所示。

对油藏而言，油-水界面倾角可由下式求出：

$$\tan\gamma_o = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \cdot \tan\beta = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \cdot i$$

式中　ρ_w，ρ_o——为水、油的密度；

i——为水压梯度。

对气藏而言，气-水界面倾角则由下式求出：

$$\tan\gamma_g = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_g} \cdot i$$

式中　ρ_g——为天然气的密度。

从上两式可看出，在水压梯度和流体密度差的作用下，圈闭对油聚集的有效性与对气聚集的有效性是不同的。设水压梯度不变，则流体密度直接影响圈闭的有效性。设油、气、水的密度分别为：$\rho_g = 0.001$；$\rho_o = 0.8$；$\rho_w = 1$。则根据上述两式计算结果：$\tan\gamma_g \doteq i$；$\tan\gamma_o = 5i$。即在水压梯度相同的条件下，由于天然气比石油的密度小，油-水界面的倾角相当于气-水界面倾角的5倍；换言之，在相同的水动力条件下，对同一圈闭而言，气-水界面倾角可能小于圈闭水流方向一翼的岩层倾角($\gamma_g < \alpha$)，天然气能聚集而成气藏，该圈闭对气体的聚集就是有效的。而油-水界面的倾角则可能等于或大于圈闭水流方向一翼的岩层倾角($\gamma_o \geqslant \alpha$)，石油就会被水冲走，结果该圈闭被水充满，对石油聚集无效，油藏被完全破坏。

另一方面，由于各地区的地质构造面貌是千变万化的。导致水压梯度也变化甚大。我们可以根据公式计算水压梯度对圈闭有效性的影响。假设流体的密度分别为$\rho_g = 0.001$；$\rho_o = 0.8$；$\rho_w = 1$。则可求出在不同水压梯度下，圈闭聚集油、气所要求的岩层倾角最值。

表 5-2　圈闭中聚集油、气所要求的岩层倾角最小值

水压梯度	岩层倾角最小值	
	天然气	石油
0.0001	0°00′18″	0°01′30″
0.001	0°03′	0°15′
0.01	0°30′	2°30′
0.1	6°	30°

由表中可看出，在同一水压梯度下，圈闭中聚集石油和天然气所要求的岩层倾角最小值，差别是很大的。对气体聚集而言，气-水界面倾角γ_g常常是很小的，所要求的岩层倾角也就很小，即在自然界常见的水压梯度作用下，几乎任何圈闭对天然气的聚集都是有效的。而对石油聚集而言，条件要求就较高；如水压梯度为：0.005～0.01时，则在岩层倾角小于1°的平缓圈闭中，石油会被水流冲走而难以聚集。所以，从水动力学观点来看。同一圈闭往往对天然气聚集可能有效，而对石油聚集可能无效。

根据上述观点，我们还可以分析在单斜条件下，水力圈闭的有效性。只要γ_g或γ_o小于α，水压面倾向与区域性大单斜层的倾向一致时，则在单斜层上没有闭合度的挠曲或鼻状构造也可能聚集油气，成为有效的圈闭。如图5-19所示，储集层为一区域性大单斜层，其上有两个不封闭的局部鼻状隆起，沿上倾方向敞开。

当油(气)水界面倾角小于陡翼岩层倾角时，在水动力与浮力趋于平衡的情况下，油气可以在鼻状隆起处聚集，形成油气藏。所以，在水动力作用下，这两个不闭合的鼻状隆起也就变成有效的圈闭了。我国酒泉盆地单北油田下第三系中的“悬挂式”油藏，可以作为实例，如图5-20所示。

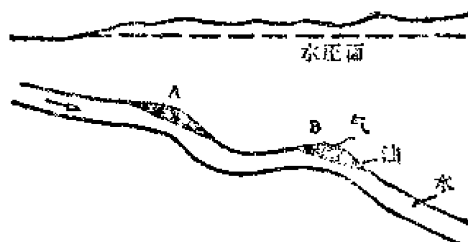


图 5-19　单斜层上水力圈闭的有效性

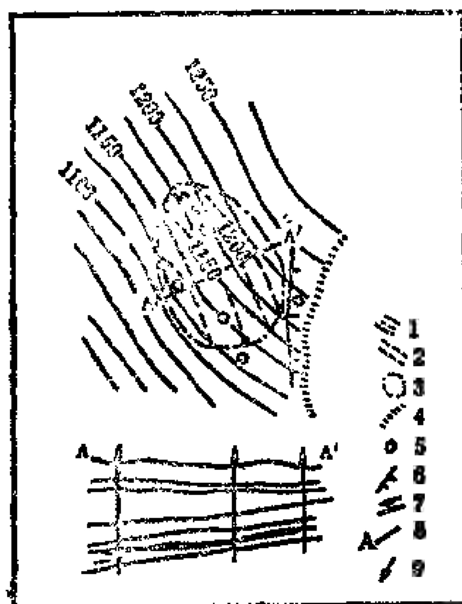


图 5-20　酒泉盆地单北油田的“悬挂式”油藏（据玉门油矿）

1—构造等高线；2—油-水界面等高线；3—油-水边界；4—地层尖灭线；5—井位；6—正断层；7—油藏；8—剖面位置；9—水流方向

在自然界有许多因素会破坏圈闭的有效性，使油气藏无法保存。如断裂活动、剥蚀作用、强烈的水动力冲刷、以及生物、化学作用等等因素都可破坏圈闭对油气聚集的有效性。

综上所述，影响圈闭有效性的因素很多，在油气勘探的实践中，我们必须结合盆地的沉积发育史和构造发展史，具体分析各个圈闭的形成时间，空间位置、有效容积、水压梯度和流体性质，以及保存条件等，才能对圈闭的有效性作出正确判断，对各个圈闭进行比较评价，找出最有利于油气聚集的圈闭。

四、必要的保存条件

在地质历史中已经形成的油气藏，是否能在今天还完整的存在，这决定于在油气藏形成以后的漫长地质历史中，油气藏是否遭到各种因索的破坏，以及破坏的程度如何。因此，必要的保存条件，是油气藏存在的重要前提。也只有今天还保存着的油气藏，对人类才有实用意义。研究油气藏的保存条件正是从破坏油气藏的一些因素着手，归纳起来可以

包括以下几个主要方面。

（一）地壳运动对油气藏保存条件的影响

地壳运动可以导致油气藏保存条件的完全破坏。如地壳运动破坏了圈闭条件，储集层遭到剥蚀风化，油气全部流失，造成大规模的地面油气显示，破坏了原有的油气藏。在油气藏形成以后，由于频繁剧烈的地壳运动，可以造成油气藏遭到破坏的后果，这种实例在我国各地区都可见到。如柴达木盆地的油砂山就是由于地壳运动使原有的油气藏遭严重破坏，第三系储油层出露地表，遭到剥蚀风化。华北燕山地区东部平泉县双洞背斜中—上元古界地层中广泛分布有地面油苗。据分析，双洞背斜的破坏是燕山运动和喜马拉雅运动的结果，使储集层出露地表，遭剥蚀风化，造成油气藏的破坏。又如酒泉西部盆地的石油沟油田，其第三系白杨河组的油气藏，由于经受了喜马拉雅造山运动的强烈影响，使油气藏遭到严重破坏，大量原油流失地面，如图5-21所示。

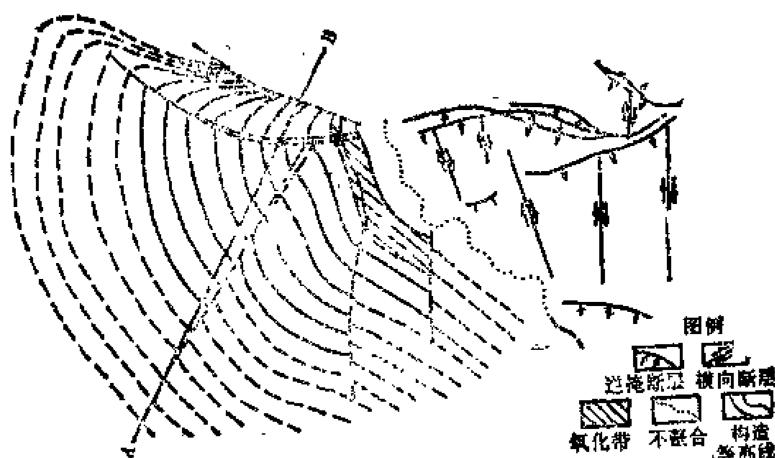


图 5-21 酒泉西部盆地石油沟油田构造图（据玉门石油管理局）

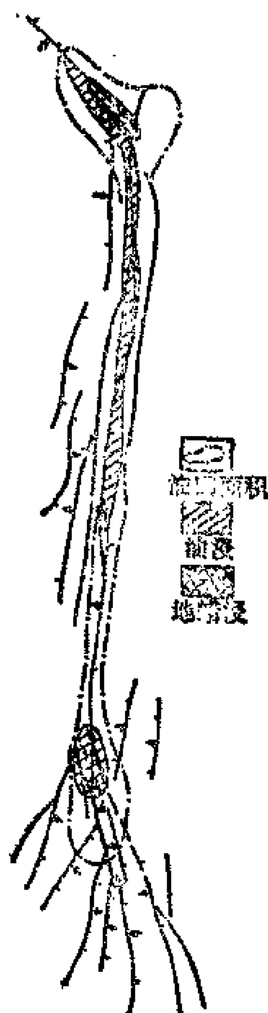
地壳运动产生一系列的断层，随着断层的产生，圈闭的完整性必然遭到破坏，假如断层是开启性的，则必然导致油气沿断层大量流失，油气藏破坏。如果断层的发展历史，前期是开启性的，后期是封闭性的，则前期造成通道，油气散失；而后期形成遮挡，重新聚集油气，形成次生油气藏或残余油气藏。我国柴达木盆地冷湖四、五号油田就是属于这种情况，如图5-22所示。

主干断层的分布，明显的控制了地蜡、油苗和浅油藏的分布。中、新生代的强烈构造运动，产生大量断层，破坏了原有油气藏的完整性，使油气藏遭到较严重的破坏，同时也造成一些次生油藏的再形成。

我国渤海湾含油气盆地中的一些油气田的情况也是如此。例如东营凹陷中，最主要的地壳运动是渐新世东营组末期的“华北运动”，它以块断活动为主要特征，产生了大量断层，如图5-23所示。

这些大量的断层破坏了原有圈闭及油气藏的完整性，使油气重新分布，与此同时，也造成了新的圈闭及次生油气藏的形成。

此外，地壳运动也可以使原有油气藏圈闭溢出点抬高，甚至使地层的倾斜方向发生改变，其结果都会造成原有油气藏及其圈闭完整性的破坏，油气重新分配，或油气藏的再形成。



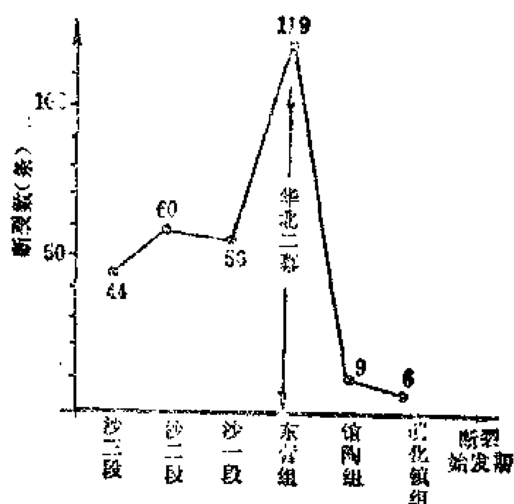


图 5-22 青海柴达木盆地冷湖四、五号构造的油苗、浅油藏与主干断裂的关系图(据青海石油管理局)

图 5-23 渤海湾盆地东营凹陷第三纪各时期断裂活动图（据胜利油田）

因此，当研究油气藏的保存条件时，首先要研究含油气盆地及含油气区的地壳运动发展历史，分析该地区地壳运动的主要时期及其与油气聚集的关系。一般情况，从有利于油气藏保存的观点看，地壳运动不剧烈的地区更为有利，当然这也不是绝对的。

(二)岩浆活动对油气藏保存条件的影响

一般的概念是岩浆岩的活动对油气藏的保存是不利的，因为高温的岩浆侵入油气藏，会把油气烧掉，会把圈闭破坏，最终导致油气藏的破坏。我国油气田勘探实践说明这个概念是不全面的。因为岩浆的影响范围还是有限的，同时，岩浆的破坏作用只产生在其活动的当时，当其冷凝之后，不仅失去了破坏作用，而且在其它有利条件配合下，它本身也可成为良好的储集层或遮挡条件。

我国渤海湾盆地辽河断陷火山岩的分布是很普遍的，喷发的时期也很多。下第三系沙河街组一、二、三、四段，东营组一、二、三段，和上第三系的馆陶组都夹有火山岩。沙河街组下部（沙三、四段）为中基性岩，以中性为主，还有少量碱性岩（粗面岩）。沙河街组中上部(沙一、二段)也为中基性岩，但以基性为主。东营组和馆陶组岩浆成分和岩石类型趋于单一，以基性岩为主。断陷内约有40％的井都遇到了不同时代的火山岩 火山岩的纵向和平面分布表明，在断陷形成初期，火山岩的喷发通道是大型的断陷边界张性断

层。至断陷进入比较稳定的沉积时期，火山活动强度减弱。进入断陷以上升为主的东营组沉积时期，火山活动又有增强的现象，这时以构造顶部的张性断裂为主要的通道。因此，火山岩主要是沿大断层成北东向分布，其次分布于构造的顶部，如图5-24所示。

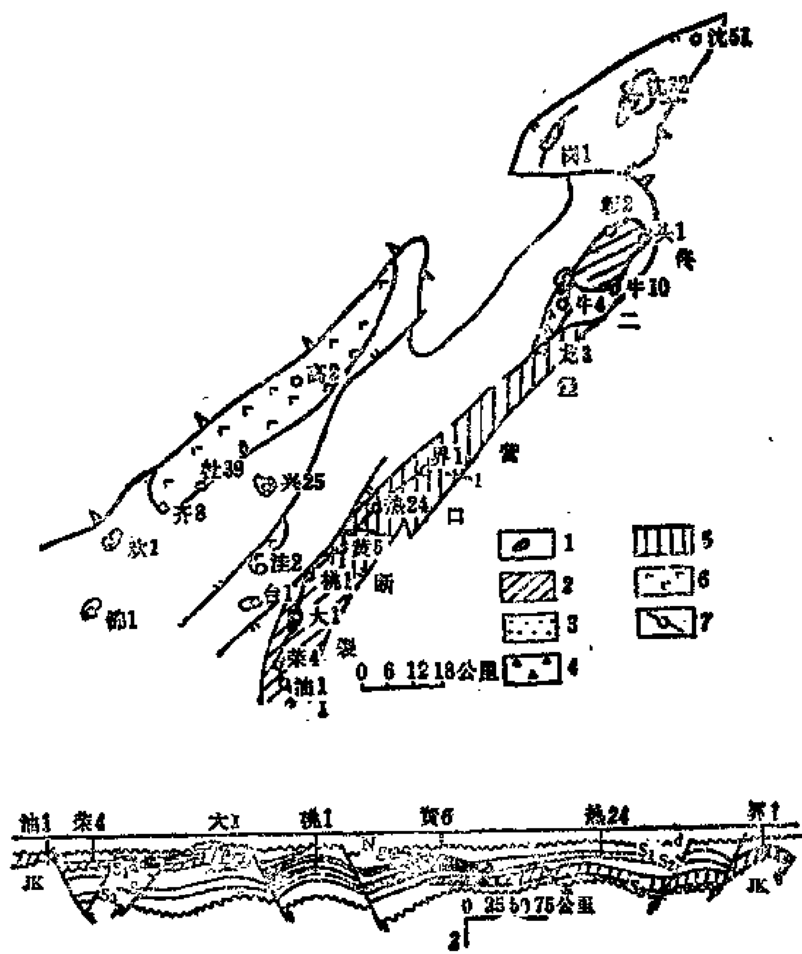


图 5-24 辽河断陷新生代火山岩分布图（据辽河石油勘探局）
1—馆陶期(Ng)；2—东营期(d)；3—沙一期(S_1)；4—沙二期(S_2)；
5—沙三期(S_3)；6—沙四期(S_4)；7—剖面位置

虽然有这样广泛的火山岩分布，但是，辽河断陷仍是一个含油气丰富的地区。这是因为岩浆活动的时期与油气藏形成时期配合较好，即岩浆活动早于油气藏形成时间，因此，并未破坏油气藏。

又如济阳坳陷，在始新世末期，岩浆活动也比较活跃，沿主断裂产生了中基性岩浆喷发活动，在滨南平方王地区见到玄武岩和安山岩，厚0.5～6米；在义和庄南部地区见到玄武岩及安山玄武岩，厚度6～65米；潍北凹陷见到玄武岩，厚度5米至大于117米。但是，济阳坳陷的含油气丰富程度并未受到严重破坏。

综上所述，可以看出，在研究岩浆活动对油气藏保存条件的影响时，必须深入细致地研究岩浆活动的时期、方式、范围，以及它们与油气藏形成时间和位置之间的关系。决不可脱离空间或时间条件，孤立的判断岩浆活动的破坏作用。

（三）水动力对油气藏保存条件的影响

水动力环境对油气藏的保存条件有重要影响。活跃的水动力环境可以把油气从圈闭中

冲走，导致油气藏的破坏。因此，一个相对稳定的水动力环境，是油气藏保存的重要条件之一。

我国渤海湾盆地潜山油气藏的保存条件与水动力环境有极密切的关系，油气藏主要分布在水动力环境相对稳定的地区。第三纪以前的时期，渤海湾地区的中一上元古界及下古生界碳酸盐岩的剥蚀面，广泛的接受大气降水的淋滤。早第三纪以来，在本区的坳陷部分开始重新接受沉积，结束淋滤阶段。但是，在高隆起地区，该淋滤阶段直至馆陶组沉积之前，甚至明化镇组沉积之前才结束，而与老山相连接的地区，至今仍处于淋滤阶段或淋滤强烈影响的状况。因此，早期结束淋滤阶段，在早第三纪沉积坳陷中的潜山分布区，水动力相对稳定；与现代补给区相邻接的地区，水动力一般很活跃。而介于上述二者之间的过渡地带（包括早第三纪坳陷的边缘部分地区和仅有上第三系地层覆盖的地区），则存在着沉积水和淋滤水相交替的复杂过程。

水动力环境相对稳定的地区一般包括从早第三纪早期至现代，始终处于沉积坳陷中，远离古代和现代的补给区，是完全摆脱淋滤水影响的沉积水分布区。由于与沉积坳陷相一致，它处于油源的包围之中，因此是含油有利的地区，但它往往埋藏过深。因此，更有利的地区是水动力环境相对稳定区的外缘部分。渤海湾盆地的主要聚油期是第三系东营组的时期，此时太行山、燕山、鲁西沂蒙山区以及牛驼镇凸起、沧县隆起、埕宁隆起、海中隆起等仍处于淋滤阶段；同时，由于淋滤水在古风化壳中的运动方向与下第三纪沉积水的运动方向相反，在两个运动方向相反的水流之间，存在一个压力平衡带，在该带中，水动力环境稳定性好，具有良好的保存条件，是油气藏形成和分布的有利地区。如任丘油田就是处于这种保存条件有利的水动力环境稳定区的边缘。

相反，在水动力环境活跃区，油气藏的保存条件就差，油气被水冲走，油气藏遭到破坏。在该区其外侧与古代的和现代的补给区相连，水流活跃，水质淡化。渤海湾盆地一些坳陷的边缘山区或凸起区属水动力环境活跃区，对油气藏保存不利，含油气远景也差。

我国其它含油气盆地的水动力环境的分析，也具有上述特点，即含油气有利地区是水动力条件相对稳定的地区。

当然，影响油气藏保存条件的因素还有很多，如热变质作用、生物化学作用等，都会直接影响油气藏的保存。在分析一个地区的含油气远景及油气藏形成条件时，必须充分考虑它的保存条件，而且要把各种因素进行综合分析，全面评价，才能作出正确的判断。

综上所述，可以看出：尽管油气藏形成问题是一个复杂的问题，它所需要的条件是多方面的，但是，最基本的条件则是充足的油气来源，有利的生、储、盖组合，有效的圈闭以及必要的保存条件等四个方面，只有具备了这四个条件，油气藏才能够形成并且保存至现代。

第3节　油气藏形成时间的确定

确定油气藏形成的时间，不仅对研究油气藏的形成及油气分布，有重要的理论意义，而且对指导油气田的勘探，有重要的实践意义。如果在一个地区，我们能确定油气藏是在某一个地质时代形成的，则在该时期以前形成的圈闭就对油气聚集有利；反之，在此以后形成的圈闭就对油气聚集不利。确定油气藏形成时间，首先必须根据各地区的具体地质条件，

特别是地质发展历史，以及控制油气生成、运移、聚集的地质、物理、化学条件。目前研究油气藏形成时间时，国内外常采用下列几种方法。

一、根据圈闭形成时间确定油气藏形成时间

如前所述，油气藏的形成是油气在圈闭中聚集的结果，只有形成了圈闭，油气才能聚集；换言之，油气藏形成时间，绝不会早于圈闭的形成时间；所以，我们可以根据圈闭形成的时间确定油气藏形成的最早时间。一个圈闭的形成，可以是在储集层形成以后不久，也可能是在储集层形成以后很久；它可以是在某一个地壳运动幕形成的，也可能是在漫长的地质历史期间断断续续形成；并且一个圈闭也可能经过多次改造。

图5-25表示圈闭形成的相对时间。在泥岩沉积时期(a)，其下伏砂岩的上倾尖灭形成了圈闭1，它是这里最早形成的圈闭；圈闭2是在断层发生后，即在(b)时形成的；后来由于风化、剥蚀作用，造成次生孔隙带；在不整合面以上的泥岩沉积时，即在(c)时形成圈闭3；(d)时在一个被泥岩覆盖的透镜状砂岩体或砂洲中形成圈闭4；圈闭5、6、7都是在(e)层沉积后，经过褶皱形成的。这样，我们就查明了上列圈闭形成的时间顺序。欲知它们形成的绝对时间，则需根据古构造、岩相古地理和绝对年龄的测定等方面的综合研究结果，才能确定。

至于圈闭的形成和油气聚集在时间上的关系，可用图5-26说明。

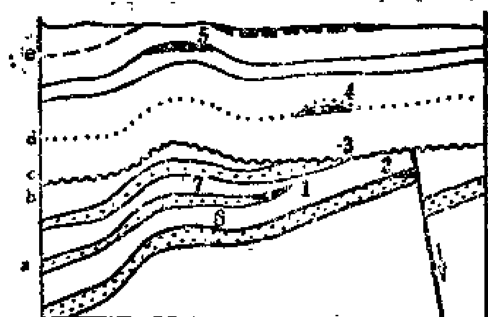


图 5-25 圈闭形成的相对时间
1~7：圈闭的编号；a~e：地层时代序号
(据A.I.Levorsen)

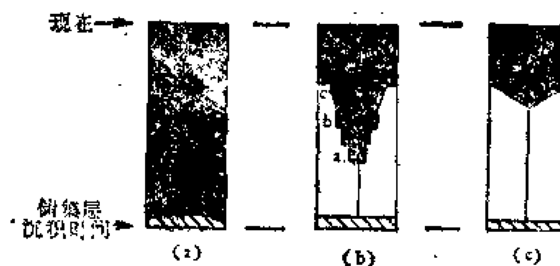


图 5-26 圈闭形成和油气聚集的时间关系
(据A.I.Levorsen)
垂直距离—从储集层开始沉积到现在的时间间隔；
空白部分—储集层沉积后到形成圈闭以前的时间间隔；
黑色宽度—从储集层沉积后，任何时间内形成圈闭的百分率

图5-26(a)表示在储集层产生之后，原生地层圈闭(如透镜状砂层、滨岸砂洲、河床砂层等等)就可形成，油气可以开始聚集。(b)表示储集层沉积后，经过多次地壳运动，圈闭是断断续续地、逐渐形成和发展的，随着圈闭容积的不断扩大；油气聚集数量愈来愈多。因此，可以根据油气现在聚集的数量(油气藏高度或体积)，与不同地质历史时期圈闭的闭合高度或容积相比较，就可确定油气聚集结束的最早时间。例如，假设现在油藏高度为50米，圈闭的闭合高度在a时为25米，b时为50米，c时为100米；则可认为油气聚集最早可能是在b时完成的。(c)表示储集层沉积后，经过一次褶皱形成的圈闭，只有圈闭形成以后，油气才可能聚集。

二、根据生油岩主要排油期确定油气藏的形成时间

油气藏的形成是油气生成、运移、聚集的结果，没有油气生成，并从生油层中排到储集层中，就不可能有油气藏的形成。因此，生油岩中油气生成并排出的主要时期，则是油气藏形成时间的上限。关于埋藏深度和地温对有机质转化成石油及天然气的机理，已在石油成因一章中作了叙述，这里不再重复。但是，必须指出的是，生油岩在不同的地质条件下，达到主要生油期的时间可能有很大差别。在沉降幅度大、地温梯度高的地区，有机质达到主要生油期的时间可能只要1～3千万年。如美国西部洛杉矶盆地的上第三系生油岩，以及我国渤海湾含油气盆地下第三系生油岩，它们达到主要生油期的时间，可能都是属于这种情况。但是，在沉降幅度小、地温梯度小的地区，情况则完全不同，一般需要5000万～1亿年，有的甚至需要经过3～4亿年以上。例如北非的哈西-迈萨乌德油田的下志留统生油岩，从志留纪到石炭纪它的埋藏深度一直很浅，保持在1000米左右；至二叠纪由于盆地上升，埋藏变得更浅，始终不具备生油条件。直到中生代以后，盆地才开始发生强烈沉降，到白垩纪末期，埋藏深度达3700米。根据法国石油研究院利用计算机数字模拟的研究，得到了较好效果，如图5-27所示。

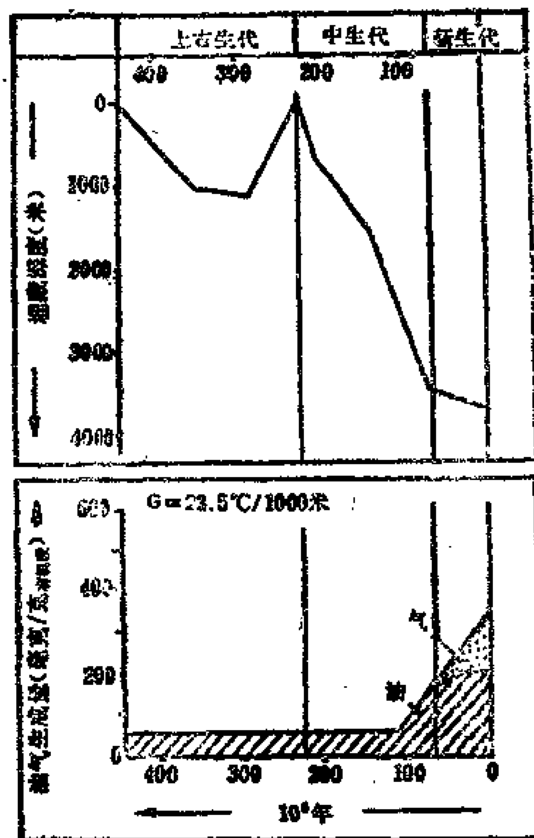


图 5-27 哈西-迈萨乌德油田地区志留系生油岩埋藏历史和烃类生成随地质时代的变化（据B.P.Tissot）[85]

从图5-27中可看出，在最初的300百万年期间(大约在白垩纪以前)，只生成很少的石油；只是在白垩纪开始，才达到主要生油期，此时排出的油聚集在被三叠系膏盐层所封闭的不整合面下的剥蚀构造中，形成了储量丰富的哈西-迈萨乌德油田。

又例如，加拿大阿尔伯塔盆地埃德蒙顿区上泥盆统生油岩的情况。礁块之上覆盖的埃瑞唐页岩，它既是生油岩又是盖层，礁块圈闭形成时间较早；但是，由于整个上古生代，直到侏罗纪，埋藏深度一直都很浅，不能生成有工业价值的石油和天然气。只是在白垩系，特别是第三系沉积以后，其埋藏深度最大可达2650米，才生成大量石油和天然气，生成的油气排入到礁块圈闭中，形成油气藏。

三、根据饱和压力确定油气藏的形成时间

由于地壳上所有油藏多少都含有天然气，以及很多油藏都被气体饱和或接近饱和，所以有人认为在油气运移和聚集过程中，天然气是呈溶解状态饱含在石油中的；饱和天然气的石油沿储集层运移过程中，遇到适宜的圈闭条件，便可聚集起来而形成油气藏。这时油

藏的地层压力与饱和压力相等；因此，与饱和压力相当的地层埋藏深度，其对应的地质时代，即为该油藏的形成时间。

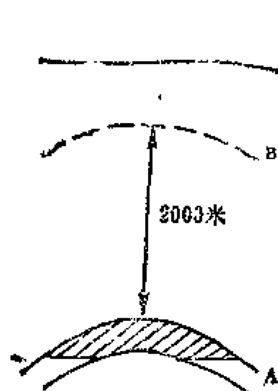


图 5-28 计算油藏形成时间示意图

如图5-28所表示，某地A层油藏的饱和压力为 200 大气压，按静水压力近似计算，其相当的地层埋深度H（设水的比重为 1 ）：

$$H=\frac{10P}{r}=2000米$$

从油藏顶面上推2000米恰到B层，则可认为A层油藏是在B层开始沉积时形成的。

由于圈闭的形成只意味着油气聚集可能开始的最早时间；而油藏的饱和压力至少可代表圈闭中油气聚集过程的时间。因此，饱和压力法比圈闭形成时间计算的结果更接近于油藏形成的真正时间。

但是，应该指出，我们今天发现的油气藏是经过了许多发展变化的。很多因素会使油气藏内部的压力、温度、及流体相态发生变化，造成计算结果出现较大误差。因此，在应用此方法时，还必须结合实际情况进行具体分析，例如下列情况是比较常见的：

（1）原生气体：在过饱和状态下，有原生气体与石油一起进入圈闭形成油气藏。后来油气藏随地壳下沉而下沉，地层压力增大，溶解于石油中的天然气不只有溶解气，还有原生气体，这时油藏所具有的饱和压力大于原始饱和压力。在用饱和压力法计算这种油气藏形成时间时，必须消除进入油藏的原生气体的影响。但是，目前还无法计算这种原生气体的数量。因此，用饱和压力法所计算的油气藏形成时间，比原始聚集的时间要晚，即油气聚集时间最迟不会晚于这个时间，可称为油气聚集时间的上限．圈闭中原生气体的数量愈少，所计算的时间愈准确可靠。

（2）地壳运动：在地质历史中，有些地区地壳运动甚为显著，使油气藏形成后，其上覆地层遭受剥蚀，或又重新接受沉积，引起油气藏内的温度、压力发生变化，从而改变饱和压力的大小，这样在利用饱和压力计算油气藏形成时间时，就必然会出现一定误差。若在上覆地层剖面中有较长期的沉积间断，则误差更大。因此，在计算时必须仔细研究区域地质发展史，尽量设法消除这个影响。

（3）此法是将饱和压力换算为静水压力所相当的深度，这种换算过程本身也存在误差，因为油气藏形成时，上覆沉积物的重量和其同深度的静水柱重量并不一定相等，这样也会造成误差。

所以，在利用饱和压力法计算油气藏形成时间时，必须充分考虑各种不利因素的影响，与圈闭形成时间、生油岩最大排油期等配合使用，就可得出较为准确的结果。

四、气藏形成时间的确定

根据波义尔定律，在温度一定时，气体的体积和压力成反比。

$$P_0V_0=P_1V_1 \tag{5-1}$$

式中 P_0——气藏形成时的地层压力，大气压；

V_0——气藏形成时的气体体积，常以圈闭的容积代替，米^3；

P_1——气藏内的现时地层压力，大气压；

V_1——气藏内现实气体体积，米³。

因为

$$P_0 = \frac{H \cdot \gamma}{10} \tag{5-2}$$

式中 H——气藏形成时的圈闭埋藏深度，米；

γ——气藏形成时的地层水比重，设为1；

将(5-2)代入(5-1)，简化即得

$$H = \frac{10P_1V_1}{V_0} \tag{5-3}$$

这样，只要知道气藏内的现时地层压力、现时气体体积和圈闭容积，便可由(5-3)式计算出气藏形成时，圈闭的埋藏深度，沿剖面上推，就可求出气藏形成的时间。

但是，应该指出，波义尔定律是理想气体定律，与真实气体仍有差别。在高压条件下误差很大（如在500大气压下，误差达600%），为了更准确计算，可按范德华方程式（当压力为几十大气压的中等压力下）或对比状态方程式（当高压时）修正校核。

此外，尚可根据天然气所含氦、氩比值，及地层区域倾斜发生时间等因素去考虑油气聚集的时间。总之，油气藏形成时间的确定方法尚处在探索过程中，在具体应用时，必须综合利用各种方法进行计算，互相校核，才可能得出比较正确的结论。

第4节 油气藏形成过程中几个问题的讨论

在研究油气藏形成和相邻油气藏之间的关系时，发现了很多有趣的现象。例如，相邻两个背斜构造，相距很近，具有相同的圈闭条件，适于油气聚集。可是其中一个构造有丰富的油气聚集，而另一个构造却没有油气，只产盐水。又如，在很多盆地中，气藏占据盆地边缘的构造环，油藏在气藏的下倾方向。而在另一些盆地内，气藏却反而在油藏的下倾方向，油藏占据高部位的构造等等；诸如此类的问题，都是油气藏形成过程中需要讨论的问题。

一、构造发展史对油气藏形成的作用

概括地说，油气藏形成需要两个基本条件：一是有油气来源，二是有圈闭条件。在地质历史时期中，这两个基本条件相结合，就形成了油气藏。因此，在研究油气藏形成时间，以及考虑什么时候形成的圈闭才有利于油气藏形成的时候，就必然地要综合考虑这两个因素。

这里主要讨论背斜圈闭的构造发展史与油气藏形成的关系。一般认为，长期的、继承性的隆起对油气聚集是有利的。在生油岩沉积的时候，该隆起若已形成，则在隆起上的沉积物就可能比邻区减薄变粗。如图5-29所示。

沉积时A点为隆起区，B点为凹陷。A点的沉积厚度减薄，且沉积物变粗；对生油不利，但对储油有利；B点生成的大量油气，沿上倾方向进入A点，使A点处于有利地位；B点则起了供油的作用。图5-29(a)、(b)表示了运移情况。若后来由于地壳的差异升降，B点的隆起幅度超过了A点；然后B点也形成一个隆起，但是，由于a期的沉积物中的油气已在构造A中聚集，因而在构造B之a层中，往往没有油气聚集。如图5-29(c)、(d)所示。

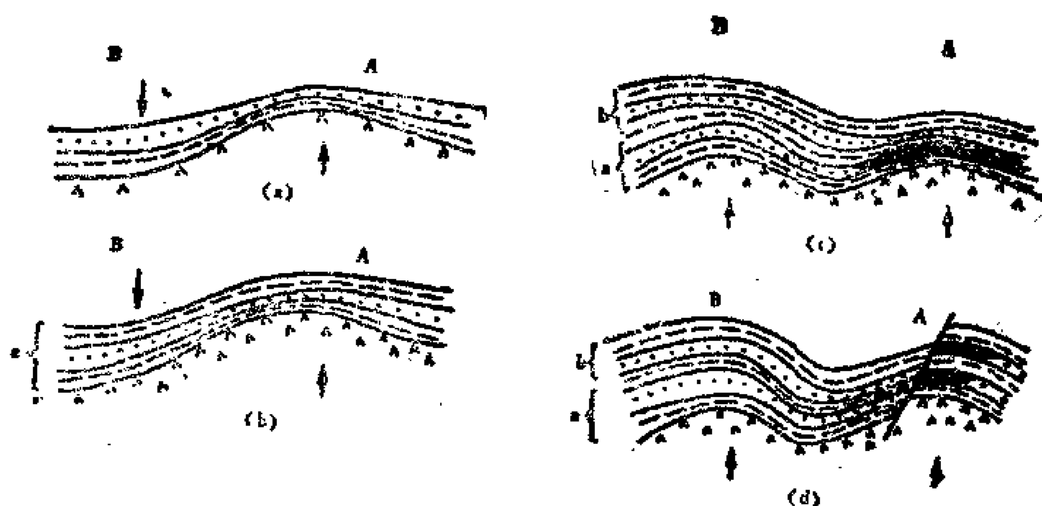


图 5-29 构造发育史与油气聚集关系示意图

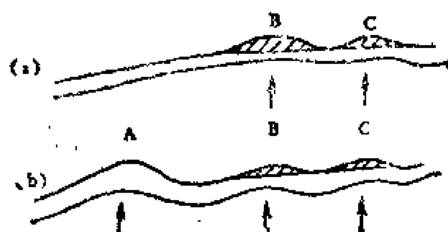


图 5-30 构造形成时间与油气聚集的关系

那末，对于形成b层中的次生油气藏来说，B点是否更有利些呢？这要决定于很多因素，其中包括构造隆起的幅度、构造的高度、断裂破坏的情况、垂直运移的通道情况、水压梯度的大小和方向，以及油气的数量等因素。但是，一般说来、作为继承性构造的A点，还是更为有利些。A点a层中的石油，经由断层或其他途径作垂向运移，将首先充满上部的b层，因为b层沉积后，A点仍然是一隆起构造，油气首先聚集到构造A的b层圈闭中。有多余的油气才外溢至构造B中。假如没有多余的油气，则构造B将为空构造。如图5-29(d)所示。

假如构造A的b层圈闭不佳，或由于其他因素的影响，构造B也可能成为有利的圈闭。

对于在生油层系以外，由侧向运移聚集的油气藏来说，构造发展史也是极为重要的；在油气进行区域性侧向运移过程中，遇到良好的圈闭便形成油气藏。在此以后形成的构造，往往是没有油气聚集的空构造。如图5-30所示。在第(a)时期，构造B、C已经形成，这时正是油气区域运移时期，构造A仍未形成，因而油气越过构造A所在的位置（当时为一单斜），而在构造B和C中聚集起来。到第(b)时期，构造A开始形成，虽然它的隆起幅度大于构造B及C，但由于油气早已聚集在B和C中，所以，构造A只能是一个“空”构造。

总而言之，从构造发展史的观点来看，与油气生成同时形成的构造圈闭，与油气初次运移同时形成的圈闭，长期继承性的构造圈闭，以及在油气区域性二次运移以前形成的构造圈闭，是最有利于油气聚集的构造圈闭。

在世界上，有不少圈闭条件相同的相邻构造，有的含丰富的油气，另一个则只产盐水。这常常是由于构造发展史起着重要作用。例如，苏联俄罗斯地台的萨拉托夫区，有两个有名的构造，索柯洛夫山构造和耶尔申构造，两者相距仅12公里，但是，在索柯洛夫山构造的泥盆系发现工业油气藏，而在耶尔申构造的泥盆系中则只产盐水。经过对构造发展

史的研究，认识到索柯洛夫山构造形成时间远远早于耶尔市构造的形成时间。因此，后者没有油气聚集。同样的实例，在美国及其他国家也有发现，如美国的东得克萨斯盆地中，有两个相距80公里的构造，万因构造和凯尔喝构造。前者由于形成早，在上白垩统砂岩中含丰富的油气；后者则由于形成晚而不含油气。

由此可见，构造发展史对评价构造圈闭的含油气远景，具有极重要的意义。但是，也不能简单的认为只有早形成的构造才有利，晚形成的构造则都不利；这也是片面的。因为构造形成以后，地壳运动始终还在继续进行，在后期地壳运动的作用下，有可能使原来的油气聚集平衡破坏，造成油气重新分布，产生新的油气聚集和新的平衡。

假如后期构造运动的结果，使早期形成的构造继续上升，闭合度更大，圈闭条件更好，则更有利于油气聚集。相反，若后期构造运动使晚期形成的构造圈闭升高，闭合度增大；或产生一系列条件更好的新构造圈闭；则在动压力、水动力及其他因素的作用下，有可能造成油气的重新分布，形成新的油气藏。这将在“油气藏再形成”中讨论。

在分析古构造发展史时，还必须注意岩性岩相变化的作用，以及构造高点随时间的转移情况。在漫长的地质时期里，地壳运动可以使构造高点发生转移。当储集层渗透性好时，随着高点的转移，油气也会移向新的高点，重新聚集，如图5-31所示。在早期，构造高点在A点，油气藏位于A处；后来高点移至B点，油藏也转移到B处了

假如岩性变化剧烈，或形成了次生遮挡物，阻碍了油气向新的高点运移，也有可能油气依然停留在原构造高点A的位置——即现在的构造一翼，如图5-32所示。

从上面的分析可以看出，研究构造发展史及与其有关的岩性岩相变化，对研究油气藏的形成及其勘探布署都有重要意义。

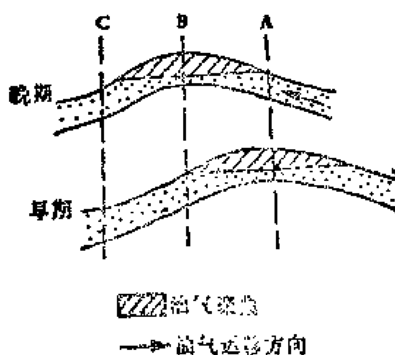


图 5-31 油气藏随构造高点转移而转移

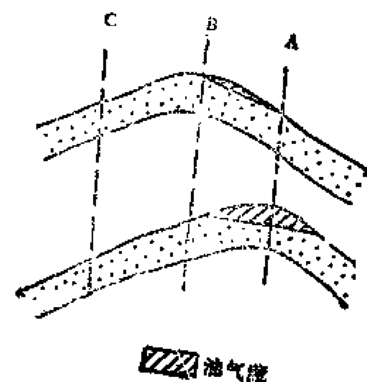


图 5-32 构造高点变了油气藏仍在原位置

二、油气按比重的差异聚集

油、气、水由于比重不同，在圈闭中会发生重力分异。这在前面已有叙述。从这个原理出发，在研究油气的区域性运移和聚集时，很自然的得出下列看法：当油气在盆地中心生成以后，便沿上倾方向向周围高处的圈闭中运移，由于油、气、水的比重不同，天然气的比重最小，粘度也小，在孔隙介质中最易流动，所以运移的结果，天然气必然占据盆地

中心周围的最高位置的构造环，而石油则占据其下倾方向位置较低的构造环，比较接近盆地的中心。这个理论能比较满意地解释世界上很多含油气盆地的油气分布。例如，美国东部的阿巴拉契亚盆地就可作为一个比较典型的实例。在盆地中心周围靠外的部分是大量的气藏，而在盆地近中心部分则是以油藏为主，如图5-33所示。

但是，随着石油工业的发展，也发现了很多相反的情况，在低处的构造圈闭中充满着天然气，而在高处的构造圈闭中却充满着石油；最初，石油地质学家曾把这种现象作为例外，但是，这种“例外”愈来愈多，于是就出现了1953年加拿大石油地质学家W.C.格索提出的油气差异聚集原理。这个原理的本质仍然是油气按比重的分异。但是，由于具体条件不同，其聚集方式和过程，以及最终结果都与前面所述不同。其结果是，沿区域倾斜向上，属同一渗透层的几个连续的圈闭中，在构造位置最低的圈闭聚集了天然气，构造位置较高的圈闭聚集石油或油、气并存，位置最高的圈闭中充满水。下面我们详细讨论这个原理。

首先从单个圈闭中油气聚集的情况分析，如图5-34所示。把油气在单个圈闭中的聚集分成三个阶段。第(a)阶段，圈闭中聚集了油气，但是并不多，原来占据着圈闭的水，被排出一部分，由于重力分异，气体占据圈闭的顶部，油在中部，油气并未充满整个圈闭，其下部为水。第（b)阶段，油气数量继续增加，油的下界面一直降到溢出点，但油气数量还在继续增多，因而一部分石油便从溢出点向上倾方向溢出。第（c)阶段，油气继续进入圈闭，天然气向圈闭上部聚集，把石油压向溢出点，石油不断地被排出，当天然气的数量显然足够装满整个圈闭时，石油便不可能再进入圈闭，而是沿溢出点向上倾方向溢去。在这种情况下，这个圈闭就完全被天然气所充满了。

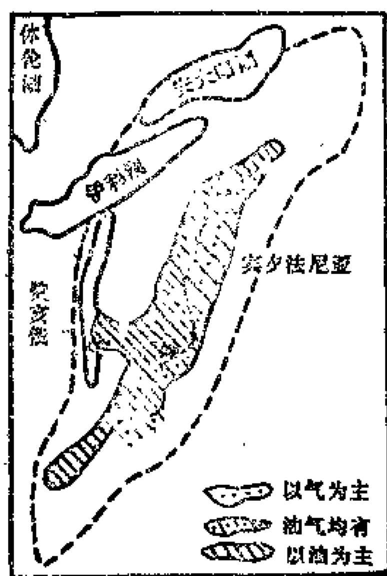


图 5-33 美国阿巴拉契亚盆地油藏与气藏分布图（据A.I.Levorsen)

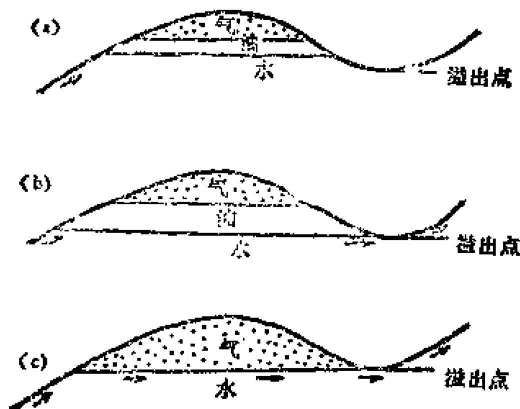


图 5-34 油气在单个圈闭中按差异聚集原理的聚集过程

现在我们再进一步讨论在一系列相连的圈闭中，油气聚集的情况。假如相连圈闭的溢

出点一个比一个高，而又不考虑局部支流运移和溶解气体的影响，就会出现如图5-35所表示的油气差异聚集情况。

(a)表示第一阶段，油气从盆地中心的油源区向区域性上倾方向运移，首先进入圈闭1，这时圈闭1尚未装满；(b)代表第二阶段，油气继续供应，圈闭1中之油水界面低至溢出点，石油开始从圈闭1中溢出而进入圈闭2，但天然气仍在圈闭1中形成气顶；(c)代表第三阶段，油气仍在继续供给，使圈闭1完全被天然气所充满，油气则通过溢出点向圈闭2运移，此时在圈闭1中已形成纯气藏；圈闭2则形成有气顶的油藏；如此继续聚集、如果油气供给比较充足，则通过（d）、(e）阶段，最终的结果可能是圈闭1为纯气藏，圈闭2为带气顶的油气藏，圈闭3、4、5可能为纯油藏（不考虑由于溶解气逸出而造成的次生气顶）。当油气供应来源特别充足或者不充足的时候，则油气藏在五个圈闭中的聚集情况会有所变化，但所遵循的原理是不变的。

要特别注意的是溢出点的高度，它是控制油气是否继续向上倾方向运移的控制点，而构造圈闭的顶点并不起控制作用，如图5-36所示。

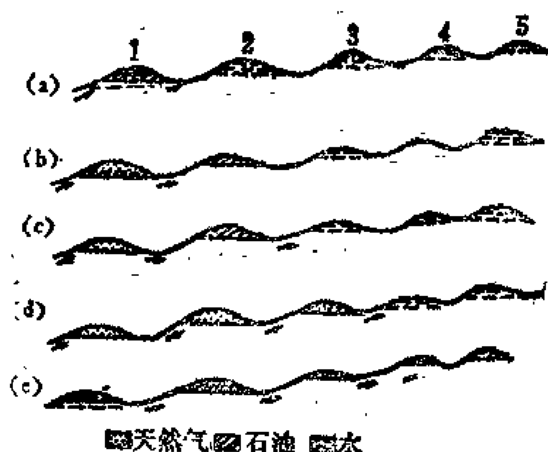


图 5-35　在相连通的一系列圈闭中，油气差异聚集的情况示意图



图 5-36　溢出点是油气继续向上动移还是聚集的控制点，而与构造顶的高度无关

溢出点最低的圈闭1中将充满天然气，而溢出点稍高的圈闭2中则油气并存（虽然圈闭1的构造顶点高于圈闭2的构造顶点）；溢出点更高的圈闭3中则为没有气顶的油藏。

根据上述一系列相连的圈闭中，油气差异聚集的过程，关于差异聚集原理可以得出如下几点结论：

(1)在离供油气区最近，溢出点最低的圈闭中，在气源充足的前提下，形成纯气藏；相离稍远的，溢出点较高的圈闭中，可能形成油气藏或纯油藏；在溢出点更高，距油源区更远的圈闭中，可能只含水。

(2)一个充满了石油的圈闭，仍然可以作为有效的聚集天然气的圈闭。但是，一个充满了天然气的圈闭，则不再是一个聚集石油的有效圈闭了。

(3)若油气按比重分异比较完善，则离供油区较近，溢出点较低的圈闭中，聚集的油或天然气的比重应小于聚油源区较远、溢出点较高的圈闭中的油或气的比重。

(4)所形成的纯气藏、油气藏、纯油藏的数目，取决于油气来源供应的充分程度，及圈闭的大小和数目。

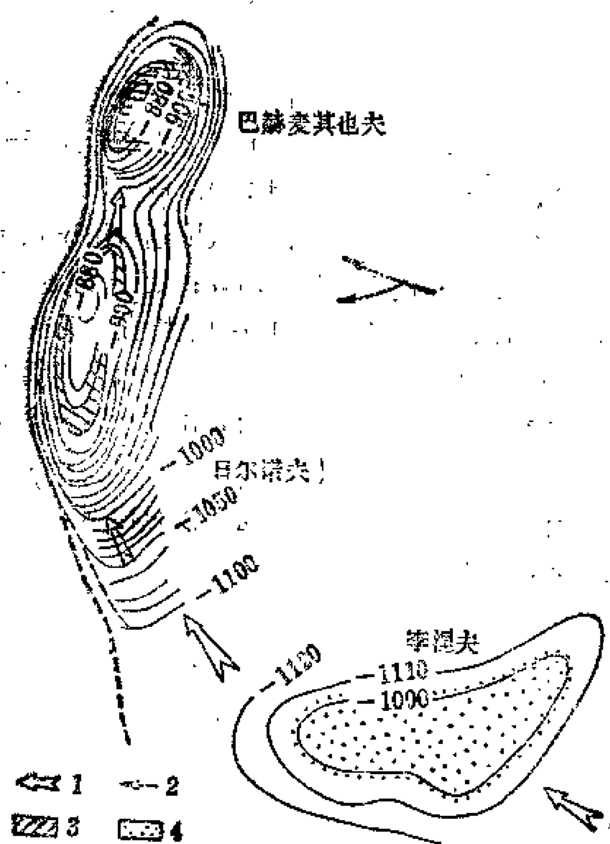


图 5-37 俄罗斯地台斯大林格勒区下石炭统斯大林山层三个相联系的构造圈闭中油气差异聚集的情况
1—油气运移主要方向；2—油气运移次要方向；3—油藏；4—气藏

但是，必须考虑到，在自然界天然气与石油往往是溶解在一起的；在地下很少有不含溶解气的石油，而气体在石油中的溶解度又随温度和压力的改变而变化。在地层中可以有很多因素引起温度和压力的变化，因而天然气在石油中的溶解度也发生变化。一般情况下，当压力降低或温度升高时，溶解气可以从石油中析出，形成次生气顶，破坏了上述差异聚集形成的气藏-油气藏-油藏的顺序出现；而当地层压力增大时，天然气在石油中的溶解度增高，这时气顶中的天然气可能溶解在石油中，使气顶消失，同样破坏了原有的差异聚集规律。所以，在分析各地区相连通的一系列圈闭中油气聚集的规律时，要注意研究出现的一些特殊现象的原因。

在世界上，目前已发现很多符合油气差异聚集原理的油气田实例。例如，苏联俄罗斯地台斯大林格勒区北部构造群，下石炭统斯大林山层，有三个相联系的圈闭，由南向北沿上倾方向依次为：李涅夫构造、日尔诺夫构造和巴赫麦其也夫构造。李涅夫构造只含气不含油，日尔诺夫构造为一油气藏，而巴赫麦其也夫构造则为没气顶的油藏。如图5-37所示。

其中所含石油的比重也是南轻北重，天然气中的甲烷含量，也是南多北少，如表5-3所示。

表 5-3 三个构造的油气差异聚集特征

构造名称	顶部标高	含油气情况	油气藏高度	石油比重	天然气含CH_4量
李涅夫	-1091米	只含气	气藏14米	0	91.5%
日尔诺夫	-1882米	油藏有气顶	气藏20米 油藏20米	0.840~0.850	80%
巴赫麦其也夫	-857米	油藏无气顶	油藏49米	0.859~0.874	0

这是由于油气源在李涅夫构造东南方向，因此，油气在运移过程中首先进入李涅夫构造，然后按差异聚集原理依次在日尔诺夫构造、巴赫麦其也夫构造聚集的结果。

世界上类似这样油气差异聚集的实例很多，例如美国的落基山地区的绿河盆地，伊朗的扎格罗斯山前坳陷，以及加拿大中西部阿尔伯塔州等地区，都发现有这种符合差异聚集

原理的油气藏分布的典型例子。

天然气占据最高构造环，和天然气占据最低构造环，其本质都是油气按比重分异的原理，但最终却得到两种完全相反的结果。起决定作用的是具体的地质条件，这些条件是：

（1）具有区域性较长距离运移的条件，要求具区域性的倾斜；储集层岩相岩性稳定，渗透性好；区域运移通道的连通性好。

（2）相连系的一系列圈闭，它们的溢出点依次增高。

（3）油气源供应区位于盆地中心带，有足够数量的油气补给。

（4）储集层中充满水，石油和游离气是同时一起运移的。

具备上述这些条件，油气差异聚集过程就可以进行比较完善。反之，当有些干扰因素存在时，差异聚集过程就会进行得不完善，表现不典型。这些干扰因素主要有：

（1）当在运移的道路上有另外的支流油气供给来源时，则会打乱原来应有的油气分布规律。

（2）气体在石油中的溶解作用，随物理条件（温度、压力）的变化而变化。它可以造成次生气顶的产生，也可以造成原生气顶的消失，因而影响油气的分布规律。

（3）后期地壳运动造成圈闭条件的改变，必然造成油气的重新分配。

（4）区域水动力条件，水压梯度的大小及水运动的方向，直接影响油气的分布规律。

总之，在根据差异聚集原理分析油气藏的形成与分布规律时，必须要全面考虑所有的地质条件及其影响因素，具体情况具体分析，才能得出比较正确的认识。当然，目前提出的差异聚集原理，也还有很多不完善的地方，这需要在实践中修正和补充。

三、油气藏的再形成

已经形成的油气藏，在地壳中是属于“暂时”的相对平衡状态。后期的地壳运动可以破坏这种平衡状态，致使油气重新分布，达到新的相对平衡。这个过程是原有油气藏遭到破坏，分散状态的油气遇到新的圈闭条件又重新聚集，形成新的油气藏的过程。因此，把它称为油气藏的再形成。总起来看，关于油气藏的再形成可以概括为两种情况。

（1）地壳运动破坏了圈闭的完整性，使它丧失或减弱了对油气聚集的能力，因而油气发生再运移。这常常是由于断层作用造成的，如图5-38所示。原来一个完整的背斜油气藏A，由于后期地壳运动产生的断层B，破坏了油气藏A圈闭的完整性，油气沿断层向上运移，遇到合适的圈闭C又重新聚集起来，形成了新的油气藏C。

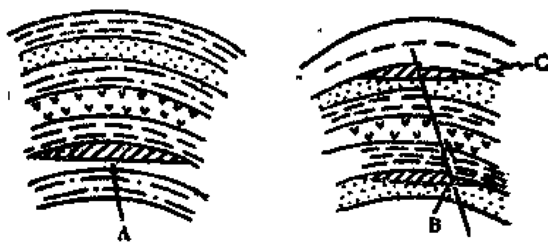


图 5-38　断层破坏了原有的油气藏，同时又重新形成了新的油气藏

例如我国华北含油气盆地的东营凹陷中就有很多再形成的次生油气藏。该凹陷内，长期多次的断裂活动，造成了油气的多次散失和多次聚集；即原有油气藏多次遭破坏，新油气藏多次再形成。其结果是纵向上含油气层组多、含油气井段长、油水层间互、稠油稀油层重迭。以其中的东营-辛镇油田为例，上第三系明化镇组、馆陶组，下第三系的东营组、沙一段、沙二段、沙三段等六个层组都含油气，含油气井段长达2000多米。由于油气

臧多次遭断层破坏，多次再形成的结果，致使油水关系十分复杂；原油性质变化急剧，轻油的比重0.87，粘度23厘泊；稠油的比重0.95，粘度达2500厘泊。图5-39表示该油田的某一断块的横剖面图。

（2）地壳运动未破坏圈闭的完整性，但破坏了油气在原有圈闭内的平衡。使原来的圈闭对油气聚集来说，已不像原来那样有效了；油气的一部分或全部从这个圈闭中运移出来，在新的圈闭中聚集，形成新的油气藏，如图5-40所示。后期的地壳运动，产生了新的圈闭，同时也使原来圈闭的溢出点抬高，而新产生的圈闭的幅度又比较大，则在水动力的作用下，原有油气藏中的油气将从溢出点逸出，并在新圈闭中重新聚集，形成新的油气藏。即油气藏的再形成。原有油气藏中的油气可能一部分逸出，也可能全部逸出，这决定于原有圈闭溢出点抬高的程度，以及水动力作用的强弱。

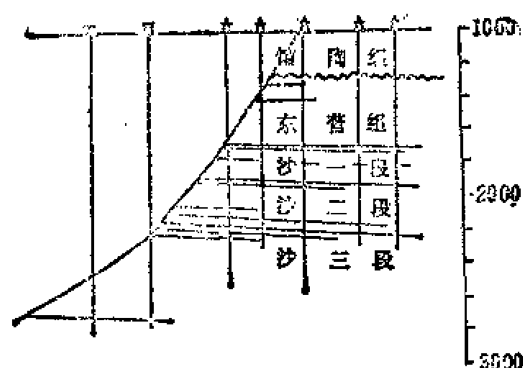


图 5-39 东-辛油田某断块横剖面图（据胜利油田）

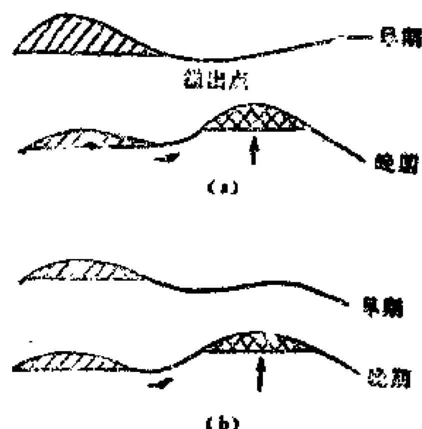


图 5-40 原圈闭溢出点抬高，油气向新形成的圈闭中聚集示意图

又如后期地壳运动可以使大单斜地层的倾斜方向发生变化，这时油气在圈闭内部发生重新分布，重新聚集，也是油气藏的再形成，如图7-41所示。

美国横贯得克萨斯、俄克拉何马及堪萨斯三个州，向西倾斜的古生代地层中的油气藏，就有这样的再形成过程，如图5-42所示。

图5-42中(a)表示区域倾斜方向改变以前的地层倾斜情况和油气藏的位置，(b)表示区域倾斜方向改变以后地层倾斜情况和油气藏的位置。在二叠系沉积时，密西西比系石灰岩向东南方向倾斜，宾夕法尼亚系的砂岩体也向东南倾斜，这些砂岩体中的油气藏聚集在其上倾方向。在二叠系沉积以后的某一个时期，由于地壳运动的结果，该地区地层区域倾斜方向变成为向西北方向，则宾夕法尼亚系砂岩体的倾斜方向也就随着发生改变。其中一个砂岩体的方向变化较大，其中的油气藏也随着重新聚集在新的上倾方向；而另一个砂岩体倾斜方向改变不大，基本上还是保持原来向东南的倾斜方向，则其中的油气也就仍保留在原来的位置。而未发生油气的重新聚集过程。

在地壳运动比较频繁的含油气盆地中，油气藏形成过程常是很复杂的，它们可能经过数次的形成—破坏—再形成的过程，才保持了今天油气藏状况。我国华北含油盆地中有不少这样的实例，国内外其他含油气盆地中也有不少这种实例。

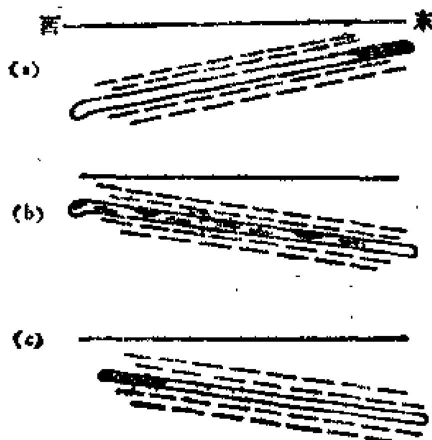


图 5-41 单斜层倾斜方向改变，引起油气藏的再形成示意图

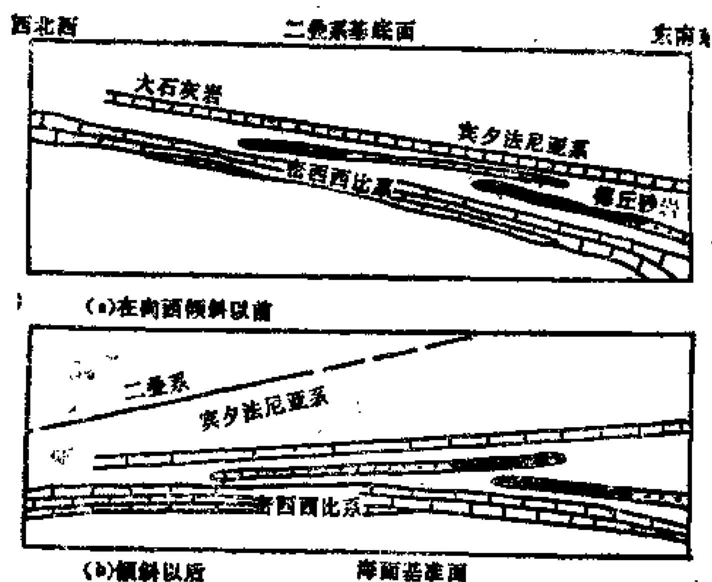


图 5-42 俄克拉何马北部古生代油气藏的剖面图（据A.I.Levorsen）

四、地下流体的势分析

在本章第2节关于有效圈闭部分，已从水压梯度与流体性质的关系讨论了水力圈闭（即水动力圈闭或流体圈闭）的形成机理。关于流体圈闭的概念，赫伯特（M.K.Hubbert，1940，1953）❶早已提出，后来又有不少学者从事研究，取得了宝贵经验。随着油气勘探及开发工作的深入，这类圈闭将会发现越来越多。但是，目前看来，与构造、地层两大类圈闭相比，无论在数量上或规模上，都还是次要的，若从圈闭成因角度分析，它实际上仍可被视为构造或地层圈闭的一种特定类型。

加拿大学者达伯格（E. C. Dahlberg，1982）❷在其著作中，强调在含油气盆地中要注意对地下流体进行气势、油势、水势等“三势”分析。通过剖面和平面上的势分析，找出相对于水的油（气）低势区，即为油（气）聚集的有利区域，只要这种低势区是被高势区或与非渗透性遮挡联合封闭时，就可以形成油（气）藏。

赫伯特将单位质量流体所具有机械能的总和，定义为势（ϕ），可表示如下式

$$\phi = gZ + \int_{p_0}^{p} \frac{dp}{\rho} + \frac{q^2}{2} \tag{5-4}$$

式中g为重力加速度，Z为测压点高程，p为测压点压力，ρ为流体密度，q为流速。(5-4)式表明流体的势是由位能、单位质量的压能及动能三项机械能组成。在以标准大气压作为起点时，(5-4)式可写成

$$\phi = gZ + \int_{0}^{p} \frac{dp}{\rho} + \frac{q^2}{2} \tag{5-5}$$

❶Hubbert M.K., Entrapment of Petroleum under hydrodynamic conditions, 《Bull AAPG》, 1953, V.37, No.8.

❷Dahlberg E.C., Applied hydrodynamics in Petroleum exploration, Springer-Verlag New York Inc., 1982.

在自然界静水或地下流体流速极慢的条件下，动能项可视为零，则

$$\phi = gZ + \int_{0}^{P} \frac{dp}{\rho} \tag{5-6}$$

由于气体具有较大的可压缩性，ρ值变化较大，这个积分号很重要；而对压缩性很小的油和水而言，ρ为常数，（5-7）式可简化为

$$\phi = gZ + \frac{p}{\rho} \tag{5-7}$$

由图5-43可以看出，在静水压力条件下，测压点A的流体压力应为

$$p = (h - Z)\rho g$$

则

$$h = Z + \frac{p}{\rho \cdot g} = \frac{\phi}{g} \tag{5-8}$$

式中h系从基准面（通常为海平面）到测压管中水面的高程，即为水头；也可视为工程上常用的单位重量的"势"。

在动水压力条件下，流体按势能差减小的方向发生运动。如图5-44所示，达伯格分析

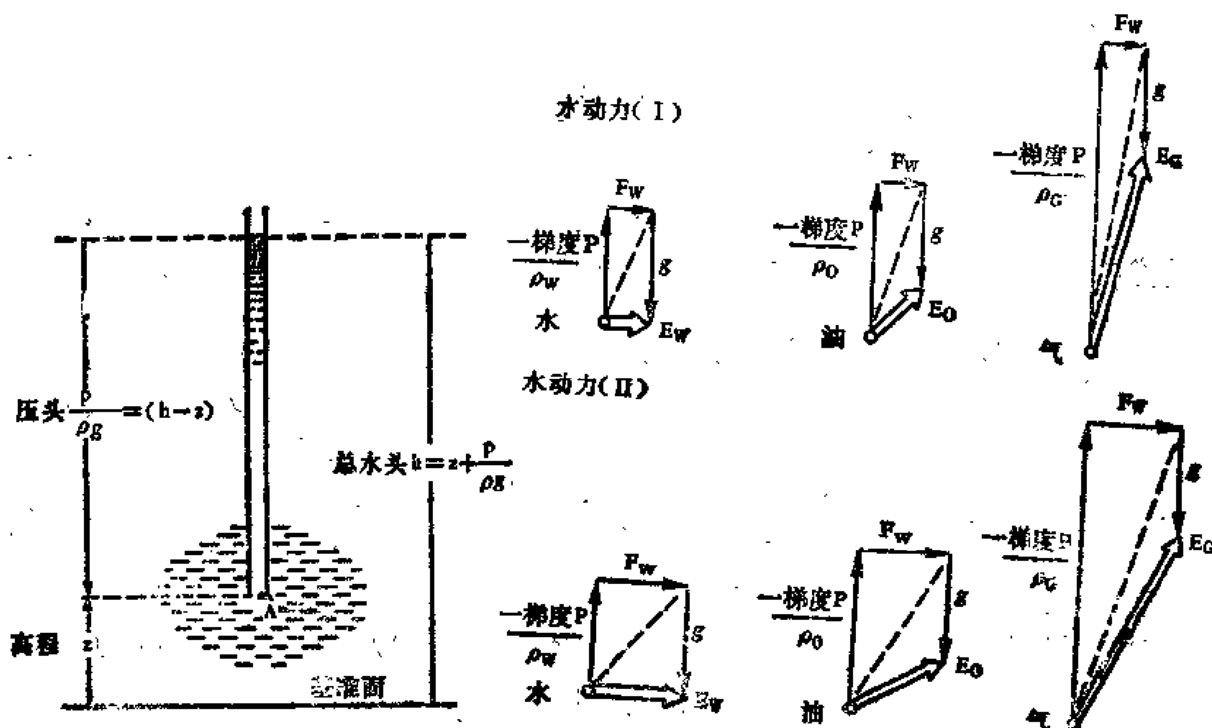


图 5-43 水头与压力之间的关系简图（据M.K.Hubbert，1953）

图 5-44 在不同水动力条件下，作用于单位水、油、气质点上各种力的向量分布（据E.C.Dahlberg，1982）

了在不同水动力条件下，作用在单位水、油、气质点上的各种力的向量分布：向下的重力用g表示；与重力相反的向量代表与密度有关的浮力，向下为正、向上为负，作用在单位质量流体所占体积（1/ρ）上的浮力应为负压力梯度（一梯度P）的1/ρ倍，即一梯度P/ρ；反映流动情况的第三个向量力为水动力F_w，其方向如图所示，为由左至右。图中还表示了水动力强度不同的两种情况，水动力（II）相当于水动力（I）的两倍。

由于受水动力F_w的影响，浮力的方向由铅直向上转动虚线所示的方向；再加上重力g的作用，则作用于流体质点上的合力E就应如图中白箭头所示。所以，在水动力作用下，

压力梯度就不再像静水压力条件下作垂向分布。

对油和气而言，由于密度比水小，单位质量所占体积较大，因而浮力较大，其合力E_O和E_G在方向及规模上都与E_W不同，气、油、水三者就会发生分离。在三度空间内，每种流体均按各自等势面减小的方向流动。

在含油气盆地中，根据（5-7）式，对气、油、水的势可分别表示为

$$\phi_G = gZ + \frac{p}{\rho_G} \tag{5-9}$$

$$\phi_O = gZ + \frac{p}{\rho_O} \tag{5-10}$$

$$\phi_W = gZ + \frac{p}{\rho_W} \tag{5-11}$$

现以油、水为例，通过势分析探讨流体运移方向和油气聚集的有利部位。

将（5-11）式代入（5-10）式

$$\phi_O = \frac{\rho_W}{\rho_O}\phi_W - \frac{gZ(\rho_W - \rho_O)}{\rho_O}$$

由（5-8）式知$\phi_W = gh_W$，$\phi_O = gh_O$，代入上式简化即得

$$\frac{\rho_O}{\rho_W - \rho_O}h_O = \frac{\rho_W}{\rho_W - \rho_O}h_W - Z \tag{5-12}$$

这就是与水头或相应水柱高程（h_W）等变量有关的油势，它反映了被水支承的油柱高度。

令 $U_O = \frac{\rho_O}{\rho_W - \rho_O}h_O$，$V_O = \frac{\rho_W}{\rho_W - \rho_O}h_W$，

则（5-13）式可简化为

$$U_O = V_O - Z \tag{5-13}$$

当ρ_O、ρ_W一定时，V_O与水头、水势只差一个常数，U_O与油头、油势也差一个常数。所以，U_O和V_O的大小可以反映油势、水势的相对大小。相对于水的油等势面可用U_O等值线表示，相对于油的水等势面可用V_O等值线表之，Z代表基准面上、下某地下层面任一测压点的高程。

V_O可由井下实测压力资料确定，代入（5-13）式即可求出油势的大小。

这样在剖面或平面上求得V_O和U_O的分布后，便可以分析水流方向（垂直于等水势线）、油（气）运移方向（垂直于等油或气势线）及可能聚集的场所（油或气低势区），还可以讨论水流对油（气）运移的影响。

图5-45表示有利于石油聚集位置的

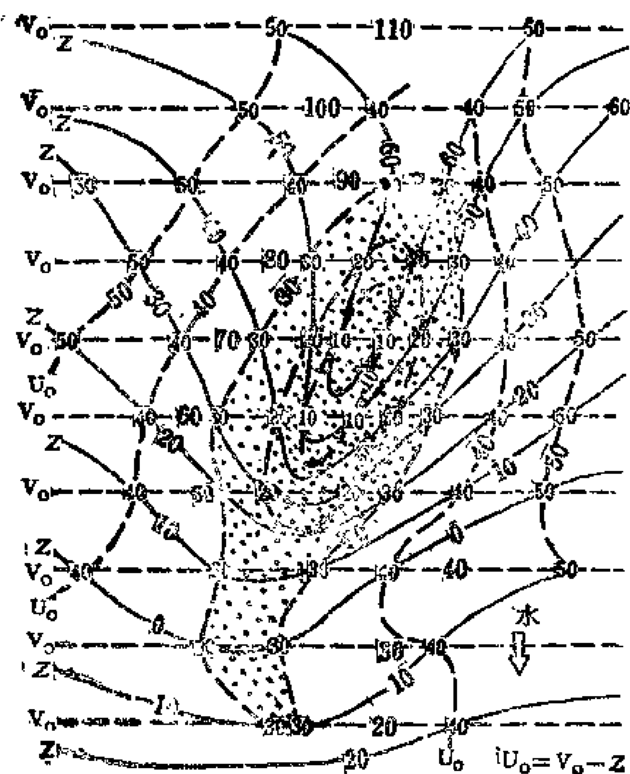


图 5-45 表示油势圈闭位置的U，V，Z图——为构造和水动力的函数

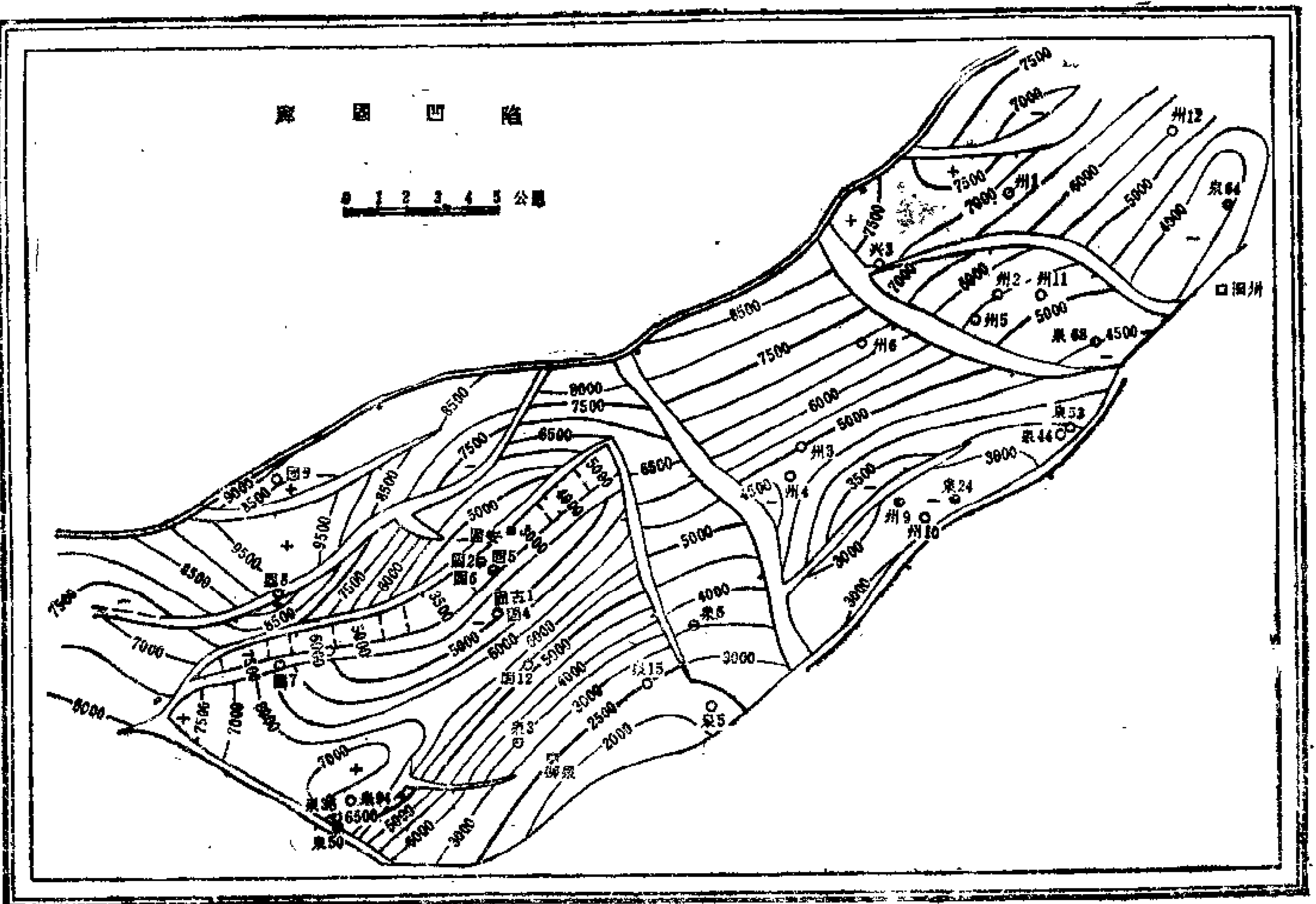


图 5-46 廊固凹陷固安-旧州区块Es_3^{4-}油势等值线图（据京津地质物探综合解释研究队，1986）

U、V、Z图。地下某一储集层顶面的构造等高线（Z，用实线表示）显示为一北北东向的鼻状构造，北端不闭合，在静水压力条件下，它不能成为油气聚集的场所；相对于油的水势V_o等值线由北向南递减（细虚线表示）。按V_o与Z两种等线的交点求出该油水系统中各点相对水的油势值（图中小号字体数值），将相同油势值用粗断线联结，构成U_o等值线。在U＝30的等值线圈定的范围即为闭合的低油势区，是地下油藏可能分布的区域（小点密集区）。

应用上述方法研究并编制了京津地区廊固凹陷主要产油气层下第三系沙三中段（Es_3^{4-1}和Es_3^{4-2}）的油势等值线图，图中的低势区都是寻找油气藏的有利部位（图5-46）。

第5节　油气藏分类的基本原则

目前世界上已经发现的油气藏数量众多，可以万计；类型各异，各式各样。为了更好地总结油气藏形成的基本条件，认识各种类型油气藏形成的特点，为更有效地勘探油气资源服务，很有必要对已发现的油气藏进行分类，使我们既有对油气藏形成的一般规律性的认识，又可掌握不同类型油气藏的特点；同时，也可以进一步补充、丰富油气藏形成的基本理论。为此，多年来，各国石油地质学家作了大量油气藏分类的研究工作，提出了很多关于油气藏分类的方案。其中比较著名的有苏联石油地质学家И.О.布罗德以油气藏形态为依据的分类；苏联另一位石油地质学家M.Ф.米尔钦科提出的以圈闭成因为主、以油气藏形态为辅的分类方案；美国石油地质学家A.I.莱复生根据圈闭成因提出的分类方案；以及其他石油地质学家根据圈闭形态、遮挡类型、储集层类型、储量及产量的大小、油气水性质等因素所提出的油气藏分类方案。近些年来，我国一些石油地质学家对我国各含油气区的油气藏也曾提出一些具体的分类方案和油气藏名称。对于国内外这些关于油气藏分类的详细内容，这里不再赘述。但是，必须指出，这些分类方案各有其特点，但是过于繁琐，难于鉴别，应用起来很不方便，甚至易引起混乱。

我们认为，油气藏分类的主要依据，应该是圈闭的成因。圈闭是决定油气藏形成的基本条件；在不同的构造、地层条件下，圈闭的成因不同，油气藏的特点不同，油气藏的类型也就当然不同。因此，只有根据圈闭成因对油气藏进行分类，才能够充分反映各种不同类型油气藏的形成条件，充分反映各种类型油气藏之间的区别和联系。科学地预测一个新地区可能出现的油气藏类型，对不同类型的油气藏采用不同的勘探方法和不同的勘探部署方案。

因此，划分油气藏类型时，必须遵循以下两条最基本的原则：

1.分类的科学性。即分类应能充分反映圈闭的成因，反映油气藏形成的基本条件，反映各种不同类型油气藏之间的区别和联系；

2.分类的实用性。即分类应能有效地指导油气藏的勘探和开发工作，并且比较简便实用。这就要求分类不能任意过细，过于繁琐；更不能随意命名，引起混乱，难于鉴别。而是要求分类必须有高度的、科学的概括性。

“圈闭”和“油气藏”是两个对油气藏分类起决定性作用的概念，是讨论油气藏分类时的共同基础。因此，在讨论油气藏的具体分类之前，必须阐明这两个重要概念的含意。

圈闭是指能够造成油气聚集，形成油气藏的场所。更确切地说，圈闭是由三部分组成的：(1)适合于储存油气的储集层；(2)盖层；(3)阻止油气继续运移，造成油气聚集，形成油气藏的遮挡物。它可以是盖层本身的弯曲变形，如背斜；也可以是另外的遮挡物，如断层或地层不整合等，图5-47是表示圈闭定义的示意简图。

油气藏是指油气在单一圈闭中的聚集。所谓"单一"的含义主要是指受同一要素所控制，在同一个面积内，具有统一的压力系统，统一的油气水边界。图5-48是表示油气藏概念的示意简图。

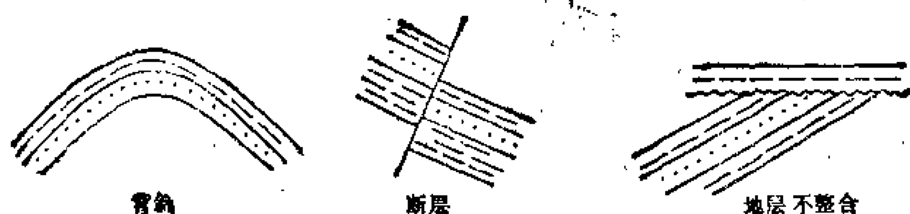


图 5-47 圈闭概念的示意图



图 5-48 油气藏概念示意图

根据上述两条基本原则和关于圈闭及油气藏的概念，我们把油气藏分为构造油气藏及地层油气藏两大类。

所谓构造油气藏，是指由于地壳运动使地层发生变形或变位而形成的圈闭，称构造圈闭。在构造圈闭中油气的聚集，称构造油气藏。构造运动可以形成各种各样的构造圈闭，因此，所形成的油气藏也就不同。据此，又可以分成背斜油气藏、断层油气藏、裂缝性油气藏以及刺穿接触油气藏等等。它们的共同特点是圈闭的成因由于构造运动的结果。

所谓地层油气藏是指油气在地层圈闭中的聚集。而地层圈闭是指因储集层岩性横向变化，或由于纵向沉积连续性中断而形成的圈闭条件。地层圈闭与构造圈闭的区别在于构造圈闭是由于地层变形或变位而形成；而地层圈闭则主要是由于沉积条件改变，储集层岩性岩相变化，或者是储集层上、下不整合接触的结果。如一个渗透性储集层横向渐变为不渗透性地层；或储集层遭受风化剥蚀后，又被不渗透性地层所覆盖，形成不整合接触等等。控制地层圈闭形成的决定性因素，是沉积条件的改变。

根据地层圈闭条件，由于具体形成的原因不同，地层油气藏可以进一步分为：原生砂岩体地层油气藏、地层不整合遮挡油气藏、地层不整合超覆油气藏以及生物礁块油气藏等等。

关于油气藏的具体分类、名称及其典型示意图，如图5-49所列。

从图5-49中可看出，将油气藏分成两大类，22个亚类。需要说明的是对一些特殊的、很少见到的油气藏，如"冻结型"(Frozen-in)油气藏或称成岩圈闭(Daigenetic traPs)及水动力圈闭形成的油气藏等，可分别归入地层油气藏及构造油气藏大类中。因为"冻结型"油气藏其圈闭的成因基本上是由于地层渗透性变化的结果，所以应属地层油气藏；而水动力圈闭形成的油气藏则必须有构造条件作为背景，否则，水动力就不能起作用，它们分布在背斜的一翼或单斜上，因此，应属构造油气藏大类中。

大类	类	亚类	典型模式
构造油气藏	背斜油气藏	与褶皱作用有关的背斜油气藏	1.
		与基底活动有关的背斜油气藏	2.
		与地下柔性物质活动有关的背斜油气藏	3.
		与剥蚀突起有关的背斜油气藏	4.
		与同生断层有关的滚动背斜油气藏	5.
	断层油气藏	断层与鼻状构造相结合的油气藏	6.
		弯曲断层与单斜相结合的油气藏	7.
		交叉断层与单斜相结合的油气藏	8.
		两个弯曲断层两侧相交的油气藏	9.
		断层与单斜及岩性尖灭相结合的油气藏	10.

图 5-49 油气藏分类

大类	类	亚类	典型模式
构造油气藏	裂缝性油气藏		11.
	岩体刺穿接触油气藏	泥火山刺穿接触油气藏	12.
		盐体刺穿接触油气藏	13.
		岩浆岩体刺穿接触油气藏	14.
地层油气藏	原生砂岩体地层油气藏	地层岩性尖灭油气藏	15.
		砂岩透镜体油气藏	16.
		低渗透层中高渗透带透镜体油气藏	17.
	地层不整合遮挡油气藏	潜伏剥蚀突起地层不整合遮挡油气藏	18.
		潜伏剥蚀构造地层不整合遮挡油气藏	19.
			20.

图 5-49(续)

大类	类	亚类	典型模式
地层油气藏	地层超覆不整合油气藏		21.
	生物礁块油气藏		22.

图例：泥岩、砂岩、石灰岩、盐岩、岩浆岩、泥火山、断层、不整合、剖面线、等高线、油藏、受力方向

图 5-49(续)

我们不主张另外再分出一种混合类型的油气藏。因为事实上很少有受单一因素控制的油气藏，绝大多数油气藏往往都是与构造、地层双重因素有关。但是其中必然有一种因素是起主导作用的，对构造因素起主要控制作用的，称构造油气藏；对地层因素起主要控制作用的，则归入地层油气藏大类。我们也不主张把岩性油气藏单独作为一种类型与地层油气藏并列；因为从圈闭成因上看，地层圈闭和岩性圈闭都是由于沉积条件变化的结果，即由于岩性横向变化或纵向沉积连续性中断而形成圈闭条件。所以，把二者统称为地层油气藏就更合适些。

在实际应用当中，为了简单明瞭，对每种油气藏的称呼可以简称。如与褶皱作用有关的背斜油气藏，可以简称背斜油气藏。但是，在叙述中要进一步说明，它是与褶皱作用有关的。又如断层与鼻状构造相结合的油气藏，可简称断层油气藏。但是，在叙述中要进一步说明，它是由断层与鼻状构造相结合组成的。对其它类型油气藏的具体称呼，也都可按此原则处理，这样应用起来就比较简便了。

第六章 构造圈闭与构造油气藏

由于地壳运动使地层发生变形或变位而形成的圈闭，称构造圈闭。在构造圈闭中油气的聚集，称构造油气藏。这种油气藏，过去和现在都是最重要的一种油气藏类型。构造运动可以形成各种各样的构造圈闭，形成的油气藏也是各种各样的，其中比较重要的有背斜油气藏、断层油气藏、裂缝油气藏以及刺穿接触构造油气藏等。

第1节 背斜圈闭与背斜油气藏

在构造运动的作用下，地层发生弯曲变形，形成向周围倾伏的背斜，称背斜圈闭。油气在背斜圈闭中聚集形成的油气藏，称为背斜油气藏。这种类型的油气藏，在世界油气勘探历史上，一直占最重要的位置，也是石油地质学家们最早认识的一种圈闭和油气藏类型，所提出的“背斜学说”，在油气勘探的历史上起了重要的推动作用。直到目前为止，在世界石油和天然气的产量及储量中，仍占最大的比重，居首位。1972年，穆迪(J.D.Moody)等人统计了世界上最终可采储量在7100万吨（5亿桶）以上的189个大油田，其中背斜油藏占总数的75%以上[68]。

现将世界上由背斜油气藏组成的十个著名的特大背斜油田和气田分别列表如下。

表 6-1 世界十个特大背斜型圈闭油田概况

油田名称	国家	盆地名称	发现年代	产层时代	产层岩性	面积（公里²）	最高年产量（百万吨）	可采储量（亿吨）
1.加瓦尔	沙特阿拉伯	波斯湾	1948	侏罗纪	石灰岩	2270	259.5	104.7
2.布尔干	科威特	波斯湾	1938	白垩纪	砂岩	700	144	90
3.萨法尼亚-卡夫奇	沙特-中立区	波斯湾	1953	白垩纪	砂岩及裂缝灰岩		55	42.28
4.萨莫特洛尔	苏联	西西伯利亚	1966	白垩纪	砂岩	1050	111	21
5.罗马什金	苏联	伏尔加-乌拉尔	1948	泥盆纪	砂岩	3800	81.5	20
6.鲁迈拉	伊拉克	波斯湾	1953	白垩纪	砂岩			18.9
7.阿布奎克	沙特阿拉伯	波斯湾	1941	侏罗纪	石灰岩	445	54.79	17.1
8.费德洛夫	苏联	西西伯利亚	1971	白垩纪	砂岩			15
9.大庆	中国	松辽	1959	白垩纪	砂岩		50	
10.марж尼法	沙特阿拉伯	波斯湾	1957	白垩纪	砂岩及碳酸盐岩			15.2
总计								355.7

据1975年统计的数据，10个特大背斜型油田的总储量为350多亿吨，占世界1975年石油总储量的45％以上；10个特大背斜型气田的总储量为202295亿米³，占1975年世界天然气总储量的33.3％。这充分说明它们在世界油气储量中所占的极其重要的地位。因此，对石油地质工作者而言，研究背斜油气藏就具有非常重要的意义。

表 6-2 世界十个特大背斜圈闭气田概况

气田名称	国家	盆地	发现年代	产层年代	产层岩性	面积（公里²）	75年产量（百万米³）	可采储量（亿米³）
1.乌连戈伊	苏联	西西伯利亚	1966	白垩纪	砂岩	2100	尚未开发	49420
2.尤比列伊	苏联	西西伯利亚	1968	白垩纪	砂岩		尚未开发	19810
3.亚姆堡	苏联	西西伯利亚	1969	白垩纪	砂岩		尚未开发	19768
4.北极	苏联	西西伯利亚	1968	白垩纪	砂岩		尚未开发	17829
5.麦德维吉	苏联	西西伯利亚	1967	白垩纪	砂岩	910	326	16800
6.奥伦堡	苏联	伏尔加—乌拉尔	1967	石炭～早二叠世	石灰岩		173.6	16400
7.格罗宁根	荷兰	德荷	1959	二叠纪	砂岩	720	868	16296
8.扎波利扬	苏联	西西伯利亚	1965	白垩纪	砂岩		尚未开发	16013
9.哈西勒迈尔	阿尔及利亚	三叠		三叠纪	砂岩	2600	56	15120
10.舍基特利	苏联	塔吉克	1968	早白垩世	石灰岩		108	14840
总计								202295

一、背斜圈闭及背斜油气藏的类型

背斜圈闭的存在，是形成背斜油气藏的基本条件。从形态上看，背斜圈闭有很多种，如长轴背斜、短轴背斜、箱状背斜、伏卧背斜等等。造成这些不同形态的原因是由于其形成条件所决定的。在自然界存在的与油气聚集有关的背斜圈闭及背斜油气藏，从成因上看，主要有如下五种不同的类型。

（一）与褶皱作用有关的背斜圈闭及背斜油气藏

是指由侧压应力挤压为主的褶皱作用而形成的背斜圈闭。这种类型的背斜常见于褶皱区，其所形成的背斜圈闭的主要特点，是两翼地层倾角陡，常呈不对称状；闭合高度较大，闭合面积较小。由于地层变形比较剧烈，与背斜圈闭形成的同时，经常伴生有断裂。我国酒泉盆地老君庙油田的L层油气藏可作为一个典型的实例，如图6-1，2所示。它

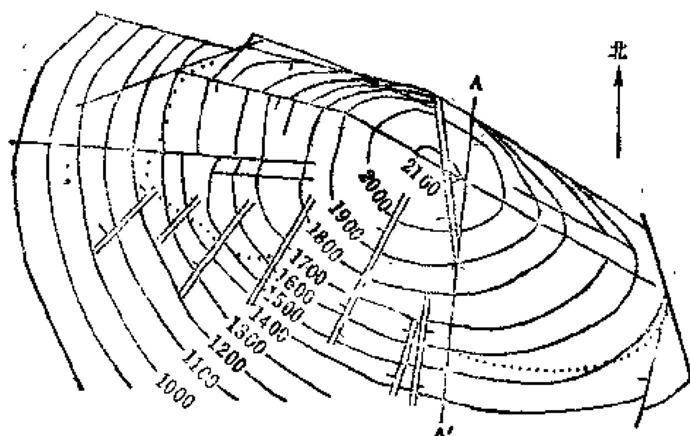


图 6-1 老君庙油田L层构造示意图（据玉门石油管理局）

是一个不对称的背斜圈闭，南翼倾角20°～30°，北翼倾角60°～80°；长轴与短轴之比为3∶1，并被逆掩断层及横断层所切割。

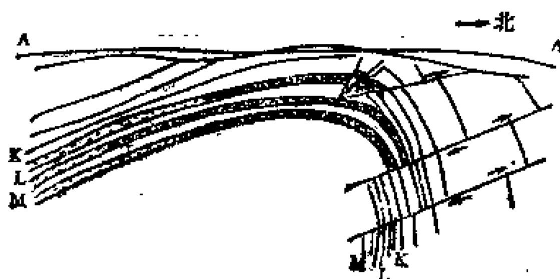


图 6-2 老君庙油田L层油藏横剖面示意图（据玉门石油管理局）

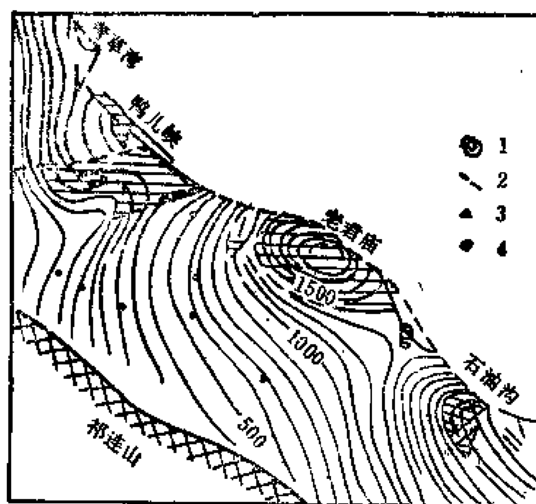


图 6-3 酒泉盆地山前背斜带分布图（据玉门石油管理局）

这种背斜圈闭和背斜油气藏，也广泛地分布在我国褶皱区的其他含油气盆地内。

从区域上看，这种背斜分布在褶皱区的山前坳陷及山间坳陷等构造单位内，常成排成带出现。我国酒泉盆地南部，祁连山山前地带的前山背斜带，可以作为一个典型实例。它是由青草湾、鸭儿峡、老君庙、石油沟等一系列背斜组成的背斜构造带，如图6－3所示。

在国外的褶皱区内，也分布有很多著名的这种类型的背斜油气藏。例如在波斯湾盆地的扎格洛斯山前坳陷，美国的阿巴拉契亚山前坳陷以及苏联的高加索山前坳陷等等，都有很多这种类型的背斜油气藏。

（二）与基底活动有关的背斜圈闭及背斜油气藏

一般在地台区常见这种以基底活动为主，形成的背斜圈闭。基底活动的结果，使沉积盖层发生变形，可以形成背斜圈闭。这种背斜圈闭的主要特点是两翼地层倾角平缓，闭合高度常较小，闭合面积较大（与褶皱区比较）。从区域上看，在地台内部坳陷和边缘坳陷中，这些背斜圈闭常成组成带出现，组成长垣或大隆起。特别是坳陷中心早期的潜伏隆起带，在油气生成及运移过程与背斜圈闭形成过程相吻合的情况下，这些隆起带和长垣就成了油气聚集的最好场所，形成一系列这种类型的油气藏。我国大庆长垣北部的萨尔图油田中的油气藏，即属于这种类型的圈闭和油气藏，如图6－4所示。

又如松辽盆地扶余油田的红岗背斜油气藏也可以作为这种类型油气藏的实例，如图6－5所示。

又如我国四川盆地的威远气田的气藏，也属于这种类型的背斜圈闭和背斜气藏。威远气田的今构造为一平缓的背斜，轴向近东西，北翼缓，南翼陡，如图6－6所示。

威远气藏的储气层为震旦系块状白云岩，其储集空间主要为在白云岩化和重结晶作用形成的晶间孔隙基础上发育的溶孔、溶缝，以及部分构造裂隙。其上虽有断层发育，但气藏具有统一的气－水界面，且气藏内部各井互相连通，彼此干扰；确认它是由古隆起控制

的统一的背斜气藏。

在国外的一些地台区中，这种类型的油气藏也相当普遍，其中包括很多著名的特大油气田。例如波斯湾盆地中，产量和储量都居世界第一位的加瓦尔油田，它的油气藏就是属于与基底活动有关的背斜油气藏。

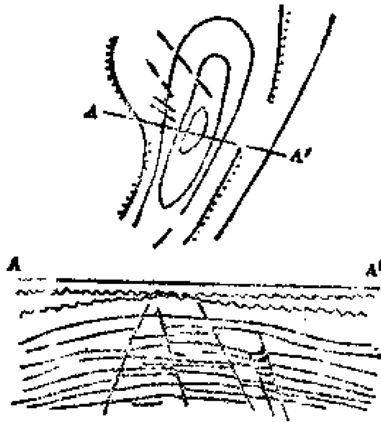


图 6-4 大庆萨尔图油田平面图及剖面图
（据石油工业部石油勘探开发科学研究院）

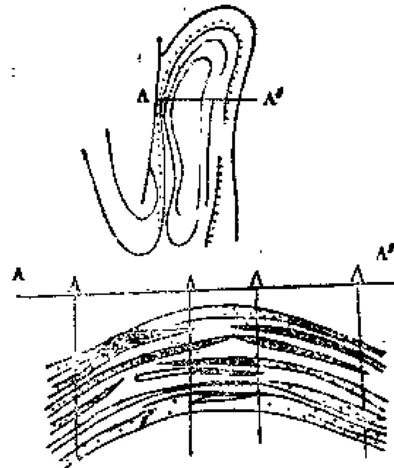


图 6-5 松辽红岗背斜油气藏横剖面图
（据石油工业部石油勘探开发科学研究院）

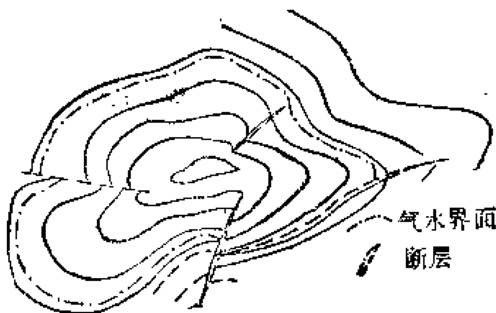


图 6-6 四川威远气田构造图
（据四川石油管理局）

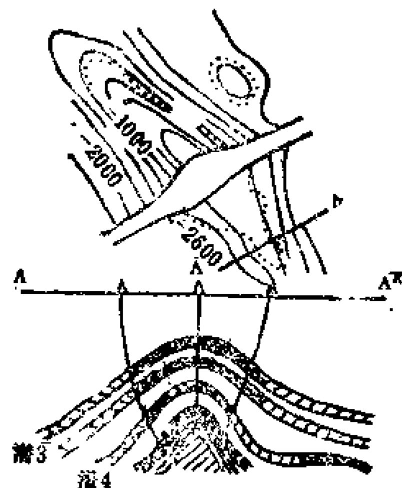


图 6-7 江汉盆地王场构造平面及剖面图
（据石油工业部石油勘探开发科学研究院）

（三）与地下柔性物质活动有关的背斜圈闭及背斜油气藏

这种圈闭的成因是地下柔性物质活动的结果。这些柔性物质受不均衡压力作用而上升，使上覆地层变形，形成背斜圈闭。常见与油气聚集有关的柔性物质是盐丘和泥火山，其中尤以盐丘占主要地位。我国江汉盆地的王场油田的油藏可能属于这种类型。该油田为一长轴背斜，走向北北西，西南翼陡，东北翼缓，隆起幅度高达800米，在剖面上，地层倾角上缓下陡，上部仅20°，下部达60°～70°；地下核部为盐岩隆起；根据地震资料，在6000～7000米深处，构造已全部消失。如图6-7所示。

江汉盆地潜江凹陷的潜江组地层为一套富含膏盐的盐湖相泥质岩系，厚3500米以上。其中盐岩层最多可达153层，其累计厚度达总厚度的50%，特别是以潜四段下部最发育。

我国渤海湾地区的东营凹陷，在下第三系的底部也发育一套厚度超过1000米，由盐岩、石膏及泥质岩组成的柔性地层；推测东营地区的有些构造可能与这些柔性物质活动有关系。

在国外，有很多著名的这种类型的油气藏。例如中东地区科威特的最大油田——布尔干油田，主要含油层为中白垩统瓦拉砂岩及布尔干砂岩，两者之间的隔层为马杜德灰岩。瓦拉砂岩为细-粉砂岩和暗色粘土岩互层，厚60米；布尔干砂岩为中-粗石英砂岩，和厚度不等的暗灰色粘土岩互层，厚335米。为三角洲相沉积。孔隙度25～30%。渗透率3000～4000毫达西，单井平均日产油量达1350吨，油田可采储量为90亿吨，是世界第二大油田。图6-8表示布尔干油田油藏的构造图及横剖面图。

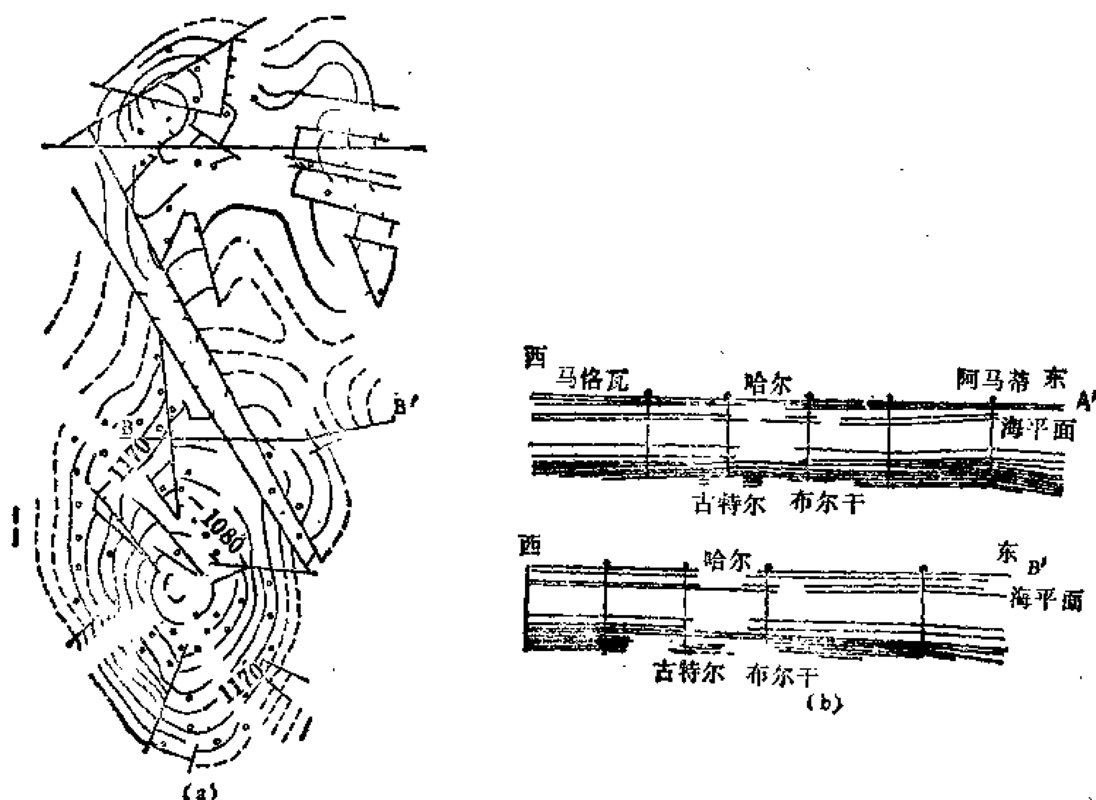


图 6-8 布尔干油田油藏的构造图(a)及横剖面图(b)

布尔干油田背斜构造圈闭的成因，是由于侏罗系泻湖相巨厚的柔性盐层长期活动的结果。此外，如在北美的墨西哥湾，苏联的恩巴地区以及西非的部分地区的许多背斜油气藏也都属于这种类型。

(四)与剥蚀作用及压实作用有关的背斜圈闭及背斜油气藏

在沉积基底上常存在有各种地形突起，这些突起常是由结晶基岩、坚硬致密的沉积岩或生物礁块等组成。当其上有新的沉积物堆积后，这些突起部分的上覆沉积物常比较薄，而其周围的沉积物则比较厚，因而在成岩过程中，由于沉积物的厚度和自身重量不同，所受到的压缩也是不均衡的，周围较厚的沉积物压缩程度较大，结果便在地形突起(潜山)的部位，上覆地层呈隆起形态，形成背斜圈闭。对较柔性的泥质岩所形成的背斜较明显，倾角稍大些；而对较硬的砂岩及石灰岩所形成的背斜常不如前者明显，倾角较平缓。潜山上部的背斜，常反映下伏潜山的形状，但其闭合度总是比潜山的高度小，并向上递减，倾角也是愈向上愈小。

这种背斜构造，通常也有人简称为披盖构造，我国华北含油气盆地济阳坳陷中的孤岛油田，就是以这种类型的油藏为主的。孤岛油田的“基底”是主要由奥陶系石灰岩或白云岩组成的剥蚀突起（潜山），其翼部超覆沉积有下第三系地层，顶部则被上第三系馆陶组及明化镇组所覆盖，形成较大规模的披盖构造。特别是馆陶组的背斜，是属于典型的与剥蚀作用及压实作用有关的背斜圈闭及背斜油气藏。如图6-9所示。

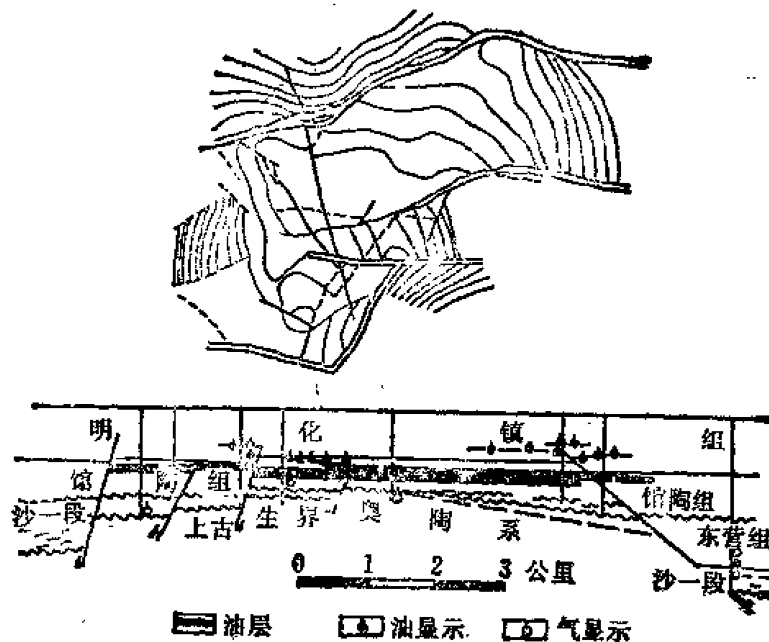


图 6-9 孤岛油田馆陶组油藏构造图及横剖面图（据胜利油田）

国外在不少含油气盆地中，也有这种类型的油气藏。例如，北美地台二叠盆地中的希莫尔油田，其中的宾夕法尼亚系油藏就是这种类型的油藏，如图6-10所示。宾夕法尼亚系的下部，是一个珊瑚礁组成的突起，宾夕法尼亚系背斜，反映了下伏突起的形态。

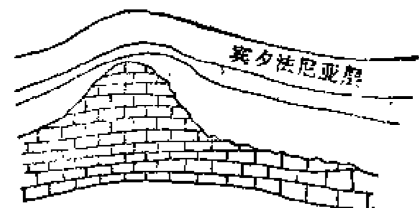


图 6-10 二叠盆地希莫尔油田横剖面图

此外，在北非地台、俄罗斯地台等也都有这种类型的油气藏分布。

（五）与同生断层有关的滚动背斜圈闭及滚动背斜油气藏

在60年代后期的油气勘探工作中，在不少地区都发现与同生断层有关的滚动背斜圈闭及其油气藏。它们多分布在三角洲地区，这种背斜圈闭及油气藏的主要特点是背斜都很平缓，这些平缓背斜的形成，完全是由于沉积过程中的同生断层作用的结果。原始滑动及不均匀的压缩以及由于同生断层造成的牵引作用相结合，就形成了这种特殊的“滚动背斜”圈闭。同生断层及滚动背斜的形成与三角洲的成长发育有关系，而与任何造山运动无关。这些滚动背斜位于同生断层的下降盘，多为小型宽缓不对称的短轴背斜，靠近断层的一翼稍陡，远离断层的一翼平缓。轴向与断层线近于平行，常沿断层成串分布。背斜高点距断层较近，一般为0.5～1.5公里；且高点向深部逐渐偏移，其偏移的轨迹大体上与断层面平行。由于是同生断层，所以断层两盘沉积厚度差别很大，一般情况下，滚动背斜所在的下降盘沉积厚度都是很大的。这些滚动背斜圈闭，由于它们距油源区近，又是与沉积同时形

成，同生断层又可作为油气运移有利的通道，所以常可形成富集高产的油气藏。

我国华北含油气盆地已发现有相当数量这种类型的油气藏。例如济阳坳陷中一些受同生断层控制的构造带，都是属于这种类型的。它们的主要含油层系为渐新世的沙河街组，含油气十分丰富。其中最著名的是坨庄-胜利村油田，如图6-11所示。

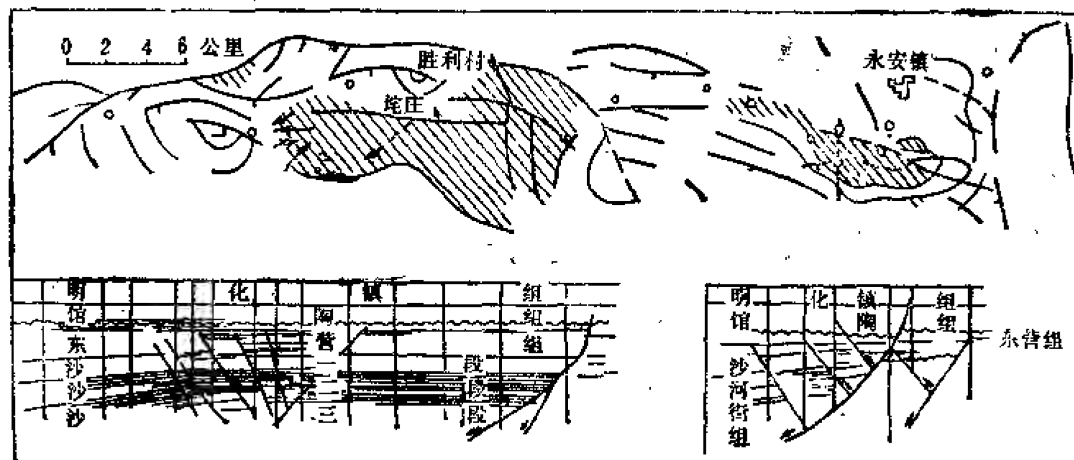


图 6-11 坨-胜油田构造图及横剖面图(据胜利油田)

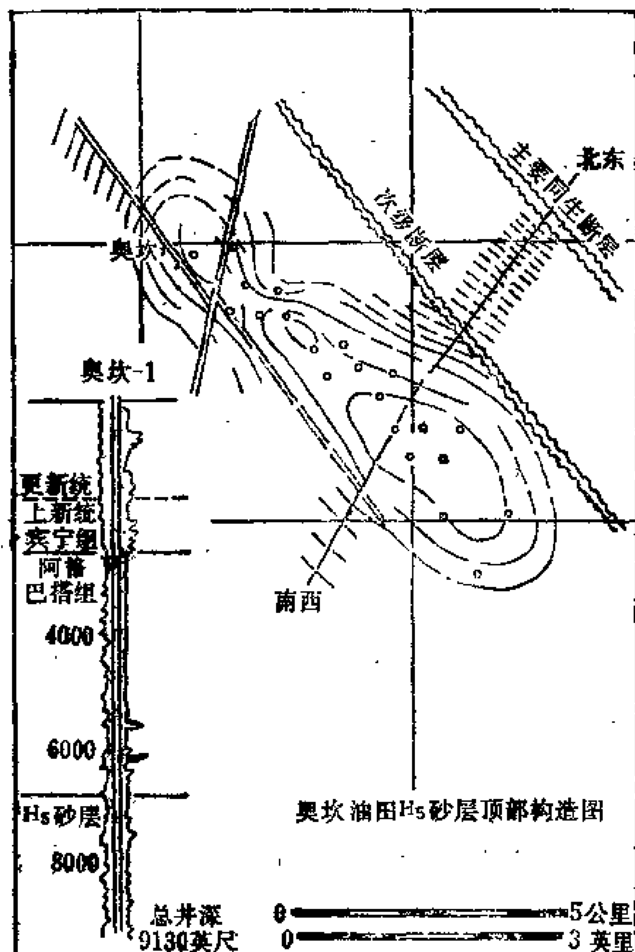


图 6-12 尼日利亚奥坎油田H_5砂层顶部构造图

该油田的背斜构造是受胜北大同生断层所控制的滚动背斜。其主要含油层沙河街组的油藏属于滚动背斜油气藏。背斜走向近东-西向，与胜北大断层大致平行。虽然该背斜油气藏被若干断层所切割，但仍可明显看出是受背斜控制，而含油气十分丰富。

在国外也有很多这种类型的油气藏，而且常常也是高产的。例如尼日利亚的尼日尔河三角洲地区就有近200个这种类型的油气藏。如尼日利亚第一个海上油气田——奥坎油田，它的油气藏就是典型的滚动背斜型油气藏，如图6-12及图6-13所示。

奥坎油田位尼日尔河三角洲上，是一个滚动背斜圈闭，其东北约3公里处，是一个主要同生断层，它与滚动背斜都是同沉积形成的。在背斜东北翼，大致平行于主要同生断层还发育一条次一级断层，它形成于滚动背斜之后；奥坎背斜长约10公里，宽约5公里；长轴走向为北西-南东向。构造平缓，有三个明显的高点。单井平

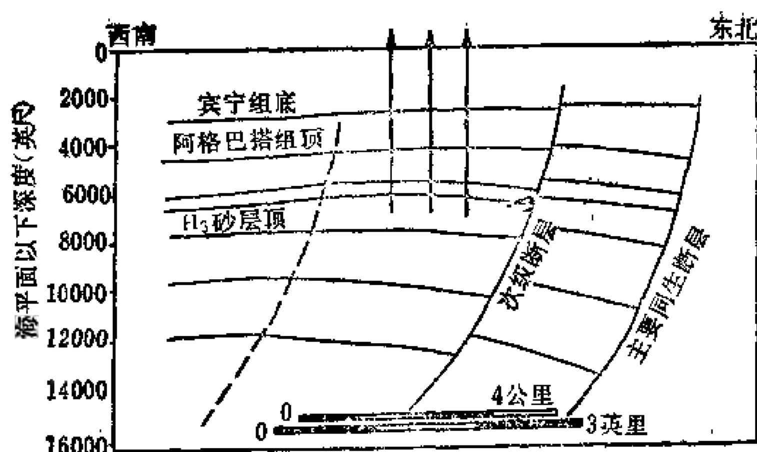


图 6-13　尼日利亚奥坎油田横剖面图

均日产油量为300吨以上，单井最初日产油量为1280吨。年产油量约400万吨。

此外，在美国墨西哥湾等地区也发现相当多的这种类型油气藏。

上述五种类型的背斜圈闭及其油气藏，是从圈闭的成因上划分的。每一种背斜圈闭都有其自己形成的地质背景，在不同的地质背景上，所形成的背斜圈闭的特征不同。

二、在背斜圈闭中油气藏的形成过程

在生油层中生成的呈分散状态的油气，进入储集层后，在水动力、浮力等多种因素的作用下，会继续运移，一旦遇到合适的圈闭条件，油气便可聚集起来而形成油气藏。通过对油气在背斜圈闭中聚集过程的研究，可以说明在有充足油气来源的前提下，油气是怎样在圈闭中聚集形成油气藏的。

在储集层的孔隙空间内，常为地层水所充满。油气进入储集层后，由于气、油、水的密度不同，会发生重力分异。在有些地区，储集层所含自由水基本上处于停滞状态；而在另一些地区，它们就可能在水压梯度作用下，处于流动状态，且流速也因地而异，甚至在同一层内，因所处构造部位不同，水的流速也会有所变化。在这些不同的地质环境里，油气运移的情况就自然会有所差别。

在水压面近于水平的渗透性良好的储集层中，自由水基本上处于停滞状态。呈分散状态的油气进入储集层后，在浮力作用下，油气就会沿上倾方向浮起，逐渐向背斜圈闭的最高部位移聚而形成背斜油气藏，如图6-14所示。其油水界面大致是水平的。

但是，在很多地区，储集层的供水区与泄水区海拔高度不同，水压面呈倾斜状，就会产生垂直于等水压线方向的水压梯度。在这种情况下，分散状态的油气进入储集层后，就会受到浮力和水动力的双重影响，这两种力量的相互影响相互制约，就决定了在背斜圈闭中，油气能否聚集起来，形成油气藏。

在自然界，由于地质条件不同，在同一储集层的各个构造部位，水力损失不等，因而会出现等水压线疏密分布不均的现象，这种水压梯度的改变，促使各处的水流速度及方向都会发生变化；另一方面，只要流体性质无显著变化，作用于单位质量石油（或天然气）的浮力可视为常数。但在各个构造部位，储集层的产状不同，浮力沿上倾方向的分力则会产生相应的变化。因此，在不同的构造环境内，浮力和水动力的相互关系会出现复杂的变

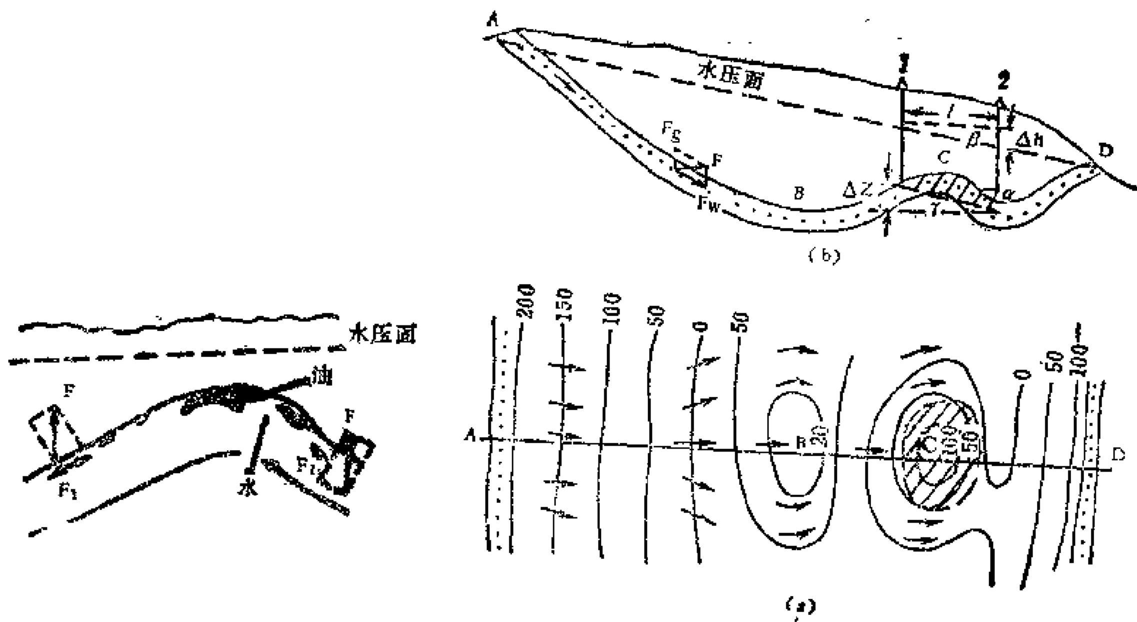


图 6-14 在水流停滞状态下，背斜圈闭中石油聚集示意图

图中F—作用于单位质量石油的浮力，方向向上；F_1—沿储集层上倾方向的分力

图 6-15 在水压梯度作用下，背斜圈闭中油气聚集示意图

(a)平面图；(b)剖面图。A—供水区；B—向斜；C—背斜；D—泄水区；F_g—作用于单位质量石油的浮力；F_w—水动力；F—F_g与F_w的合力；α—背斜地层的倾角；β—水压面倾角；γ—油水界面倾角；l—1，2井间的水平距离；Δh—1，2井间的液面高差，ΔZ—1，2井间油水界面高差

化，控制油气运移的主要动力就会因地而异。如图6-15所示，在AB段内，水力损失小，水动力居主导地位，合力F偏向F_w，油气随水顺层运移。在进入背斜范围后，水流上升，需要克服水柱本身重量所造成的阻力，水的流速渐慢；向背斜圈闭顶部，水流逐渐近于相对停滞，水动力作用愈渐微弱，而浮力沿储集层上倾方向的分力则增大，浮力居主导地位，合力F偏向F_g；油气向上分异聚集，形成背斜油气藏。随着油（气）不断供给，在背斜圈闭中，油（气）、水还会继续进行重力分异，油（气）、水界面会逐渐下降，一旦达到溢出点后，剩余的油（气）便会随水流继续向前运移，背斜圈闭就会全部被油（气）充满，形成油气藏。

所以，在水压梯度作用下，背斜圈闭能否聚集油气，关键在于浮力和水动力的强弱比较，当水动力作用强烈时，能将油（气）水界面冲成倾斜状态，乃至破坏油气藏；只有在浮力等于或胜过水动力时，油气藏才能保存下来。

在背斜圈闭内，由于水动力作用，油（气）水界面顺水流方向倾斜，其倾角的大小，决定于水压梯度和流体密度差，如图6-15所示。水压面在距离为 l 的 1、2 号井间的高差为Δh，则两井之间的水压差为

$$\Delta P = \frac{\Delta h \cdot \rho_w}{10}$$

式中 ρ_w——水的密度；

ΔP——作用方向向下，力图将石油冲走。

但是，另一方面，流体的密度差又产生浮力ΔP′，要将石油向上托。

$$\Delta P' = \frac{\Delta Z(\rho_w - \rho_o)}{10}$$

式中　ρ_o——石油的密度。

欲使背斜圈闭中石油的聚集不致遭到破坏，必须上述两种力量达到平衡才有可能。即

$$\Delta P = \Delta P' \quad 即$$

$$\frac{\Delta h \cdot \rho_w}{10} = \frac{\Delta Z(\rho_w - \rho_o)}{10}$$

∵　$\Delta h = l \cdot \tan\beta$，$\Delta Z = l \cdot \tan\gamma$，

∴　$$\frac{l \cdot \tan\beta \cdot \rho_w}{10} = \frac{l \cdot \tan\gamma(\rho_w - \rho_o)}{10}$$

$$\tan\gamma = \tan\beta \cdot \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \cdot \frac{dh}{dl} = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_o} \cdot i$$

这样，尽管存在着水压梯度i，但背斜中的油气藏仍可保留下来，石油处于相对静止状态，只是油水界面发生倾斜，倾斜方向与区域水压面倾斜方向相同，油水界面的倾角则可根据水压梯度及油、水密度求出。

同样道理，对背斜气藏而言，根据下式可求出气水界面倾角。

$$\tan\gamma = \frac{\rho_w}{\rho_w - \rho_g} \cdot i$$

式中　ρ_g——天然气密度。

显然，只有在油（气）水界面倾角，小于岩层倾角α时，油(气)才能在背斜圈闭中聚集起来，形成背斜油气藏。否则，在强烈的水动力作用下，油（气）水界面倾角大于岩层界面倾角时，油（气）聚集就会遭受破坏，不能形成油气藏。

背斜油气藏在各种类型的油气藏中，是最常见、最简单、最典型的一种类型，通过对背斜圈闭中油气藏形成过程的分析，可以起到"举一反三"的作用，帮助我们更有成效地去探讨其他类型油气藏的形成和分布的特点。

第2节　断层圈闭与断层油气藏

断层圈闭是指沿储集层上倾方向受断层遮挡所形成的圈闭；在断层圈闭中的油气聚集，称断层油气藏。油气勘探的实践表明，这种类型油气藏，是世界各含油气盆地中广泛分布的一种油气藏类型。我国的油气勘探实践也证明，无论是在西北古生代褶皱区，还是在东部地台区，断层油气藏的分布都是很广泛的。尤其在东部地台区，中生代以来断块运动比较活跃，形成很多断陷盆地，同时在盆地的斜坡带以及背斜带上，也产生了大量断层，形成了为数众多的断层圈闭及断层油气藏。例如在华北含油气盆地，大量油气藏都是属于这种类型。因此，研究断层圈闭及断层油气藏的形成条件和特点，对我国的油气勘探工作有重要的实际意义。

一、断层圈闭的主要类型及其油气藏

断层圈闭的型式是多种多样的，但它们在成因上有着内在的联系，有最基本的共同点，就是它们都是在地层的上倾方向为断层所封闭。根据断层线、构造等高线、岩性尖灭

线三者的组合关系，分析圈闭形成的原因，主要有下列几种型式。

（1）由断层与鼻状构造组成的圈闭及其油气藏

在区域均斜的背景上，鼻状构造的上倾方向被断层所封闭，形成断层圈闭。在其中聚集了油气就形成这种类型的油气藏。如图6-16所示。

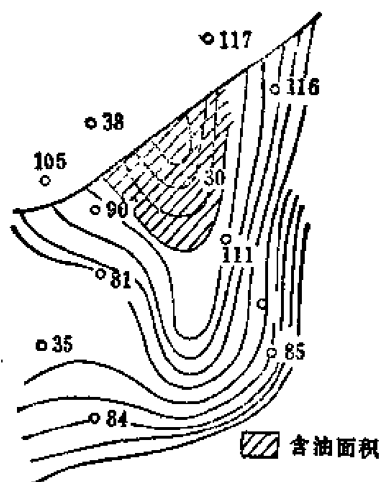


图 6-16 断层与鼻状构造相结合形成的圈闭及油气藏

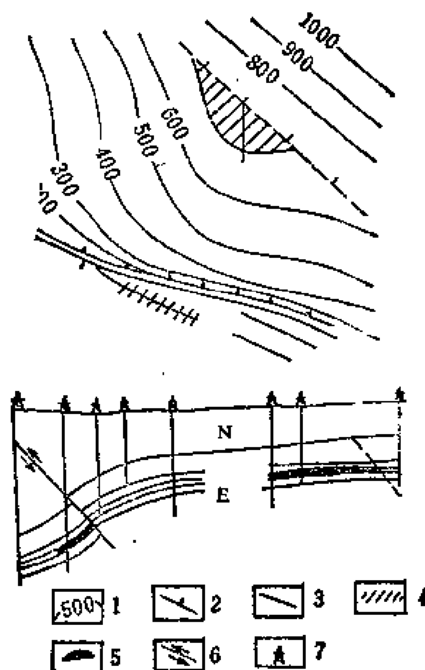


图 6-17 白杨河油田构造图及剖面图（据玉门油矿）

我国酒泉盆地白杨河油田的油藏属于这种类型的，如图6-17所示。华北含油气盆地中也有大量这种类型的油气藏分布。

（2）由弯曲断层面与倾斜地层组成的圈闭及油气藏

在倾斜储集层的上倾方向，为一向上倾凸出的弯曲断层面所包围；在构造图上表现为构造等高线与断层线相交，形成圈闭条件。如图6-18表示我国坨-胜油田的某一断层油气藏的示意图。

（3）由交叉断层与倾斜地层组成的圈闭及其油气藏

在倾斜储集层的上倾方向，为两条相交叉的断层所包围；在构造图上表现为构造等高线与交叉断层相交。我国青海柴达木盆地冷湖油田某断层油藏可以作为这种类型油气藏的典型实例，如图6-19所示。

（4）由两个弯曲断层面两侧相交组成的圈闭及其油气藏

两个弯曲的断层面在两侧相交，而中间形成闭合的空间；在构造图上表现为弯曲断层线组成似透镜状圈闭。我国济阳坳陷坨-胜油田的某一断层油藏，可以作为这种类型油气藏的典型实例，如图6-20所示。

（5）由断层与倾斜地层岩性尖灭组成的圈闭及其油气藏

在倾斜储集层的上倾方向岩性变为不渗透性岩层，在两侧为两条断层所封闭，形成圈闭。在构造图上表现为断层线、构造等高线和岩性尖灭线相交。我国青海省柴达木盆地冷

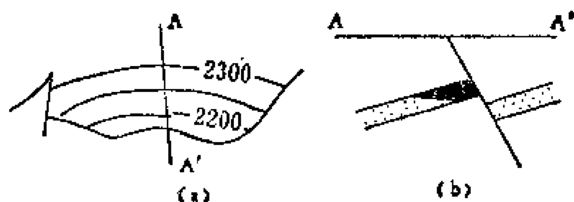


图 6-18 坨-胜油田某一断层油气藏的构造图(a)及剖面图(b)(据胜利油田)

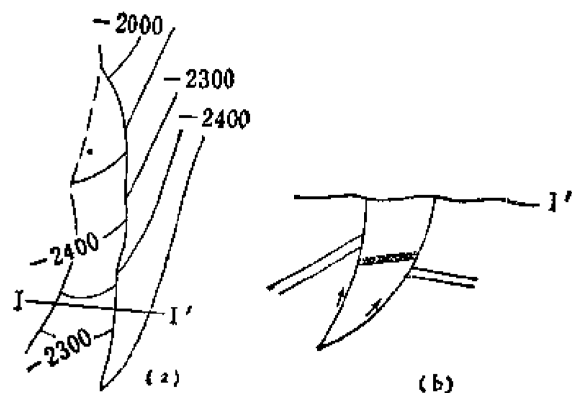


图 6-19 柴达木盆地冷湖油田某断层油藏的构造图(a)及剖面图(b)(据青海石油勘探局)



图 6-20 坨-胜油田某断层油藏的构造图(a)及剖面图(b)(据胜利油田)

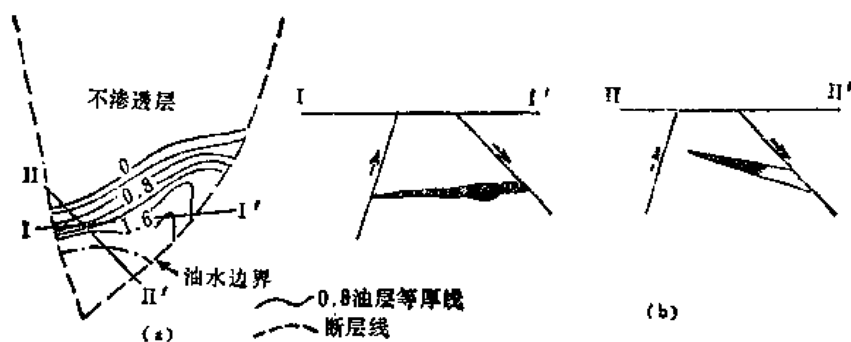


图 6-21 冷湖油田某断层油藏构造图(a)及剖面图(b)(据青海石油勘探局)

湖油田中的某一个油气藏，可以作为这种类型油气藏的典型实例，如图6-21所示。

上述五种断层圈闭的型式有其一个共同点，就是必须形成一个圈闭的空间，在断层本身是封闭性的前提下，形成圈闭空间的必要条件从构造图上看，断层线和构造等高线必须是闭合的，或断层线与岩性尖灭线是闭合的。反之，不具备上述条件，断层就不能形成圈闭。

二、断层在油气藏形成中的作用

断层破坏了岩层的连续性。断层的性质、断层的破碎和紧结程度，以及断层面两侧岩性组合间的接触关系等，对油气运移、聚集和破坏都有密切关系。有时同一断层，在深部

和浅部所起的作用不同。在历史发展过程中，在不同时期内，也可能起着封闭或破坏两种相反的作用。因此，断层对油气藏形成的作用，应从多方面考虑，特别是要深入地分析断层的发展历史与聚油期之间的关系，分析断层两侧的地层组合关系，分析断层面的封闭性和开启性，才能正确认识断层的作用，找出油气聚集的规律。从油气运移和聚集来看，断层对油气藏的形成，有以下两方面的作用：

（一）封闭作用

所谓封闭作用，是指由于断层的存在，使油气在纵横向上都被密封而不致逸散，最后聚集成油气藏。

在纵向上断层的封闭作用决定于断层带的紧密程度，取决于以下四点主要因素：

1.断层的性质。由于所受外力不同，产生不同性质的断层。受扭力作用产生的断层，断裂带表现为紧密性的，常使断层面具封闭性质。而张力断层的断裂带常不紧密，易起通道作用。例如柴达木盆地冷湖构造表层的大逆掩断层组与基岩断裂有密切关系，在基岩的上覆地层中产生张力断裂，使侏罗系的油气沿断裂带运移至中新统砂岩后，又被表层受扭力产生的逆断层的紧密断裂带所封闭，并且断层上盘的渐新统泥岩与中新统砂岩相接触，形成遮挡作用，遂在下盘聚集成油气藏。

2.断层带内，由于地下水作用，水中溶解物质(如碳酸钙)沉淀，将破碎带胶结起来，而起封闭作用。

3.在比较柔性的地层中（如泥岩）发生断层，沿断层面形成致密的断层泥，可起封闭作用。

4.油气沿开启的断裂带运移过程中，由于原油的氧化作用，形成固体沥青等物质，堵塞了运移通道，也可起封闭作用。

在横向上封闭与否，取决于断距的大小，以及断层两侧岩层组合的接触关系。由于断层的断距在横向上和纵向上有变化，在沉积盆地内岩性组合也是变化多端。因此，断层能否起封闭作用，也是变化不一的。但是，其最基本的条件是断层两侧渗透性岩层不直接接触（俗称“砂岩不见面”），就可起封闭作用。反之，如果断层两侧的渗透性岩层直接接触，则不能起封闭作用。如图6-22所表示的情况。在一般情况下，对于由大段泥岩夹砂岩组成的剖面，断距小于泥岩厚度时，封闭条件较好；在大段泥岩层内的单层砂岩，受断距的影响也较小。

形成断层圈闭的另一个基本条件是断层位于储集层的上倾方向。因此，在研究断层封闭时，必须注意断层面倾向与地层倾向间的组合关系；正确地判断出究竟是上升盘封闭，还是下降盘封闭。当断层两侧的地层向相反方向倾斜时，则上下盘都可能形成良好的圈闭条件。

断层圈闭的闭合高度和闭合面积，决定于断距的大小及其与盖层、储集层厚度的关系。若断距使盖层将储集层全部遮挡，如图6-23a所示，则所形成圈闭的闭合高度大，闭合面积也大；圈闭面积等于溢出点（断层线与储集层顶面构造等高线的最低切点）等高线和断层线所圈闭的面积；若盖层只封闭住储集层的上部，则储集层上部的封闭部分亦可形成圈闭。但其闭合高度小于储集层的厚度，如图6-23b，其圈闭面积也小。

（二）通道和破坏作用

由于断裂的活动及开启程度高，常常破坏了原生油气藏的平衡状态，断层就成为油气

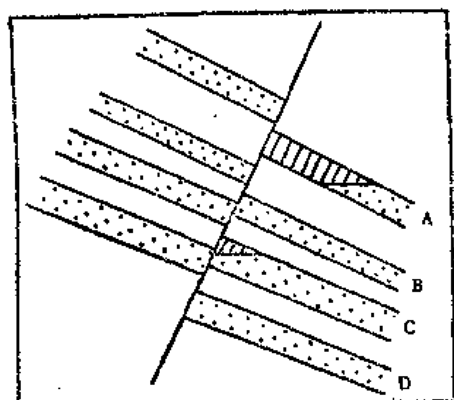


图 6-22 断层两侧岩性接触情况对断层圈闭封闭性的影响
A层为完全封闭；B层为不封闭；C层为部分封闭

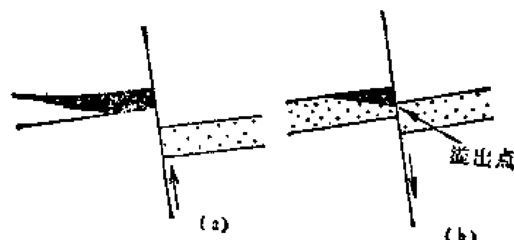


图 6-23 断层圈闭的大小与断距及断层两侧岩层接触情况的关系

运移的通道。如果遇到断层断至上部某一地层中而消失，且其上部有良好的盖层，则可形成次生油气藏。这种次生油气藏的层位往往与断层的部位相吻合。如大港油田，断层断开的最高部位在离地面以下600～700米处，浅层次生油气藏也在此深度以下形成。

但是，也有的断层断至地面，油气可以完全逸散而破坏了油气藏，例如柴达木盆地的油砂山油田，本来为一完整的背斜油藏，后因垂直构造轴线发生一条大断距的断层，将东侧油层抬高暴露于地面，油藏则全部遭到破坏，如图6-24所示。西侧油层下降，被断层封闭仍保留了工业性油藏。

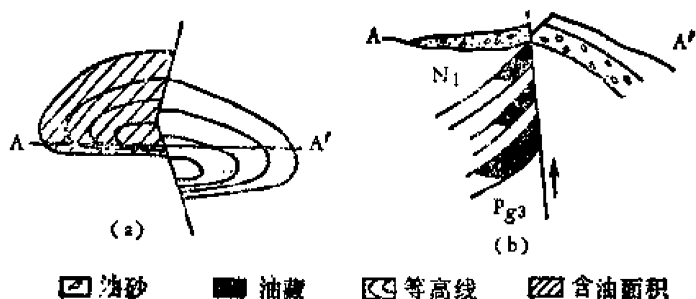


图 6-24 油砂山油田构造图(a)及剖面图(b)
(据青海石油勘探局)

总之，断层对油气藏形成所起的作用具有两重性，既可以起封闭作用，也可能起通道和破坏作用。对一个沉积盆地内的断层，如何判断它们是起积极的封闭作用，还是起消极的破坏作用，应该从断层发育史与沉积和聚油期的关系来研究。在我国东部地台区的一些断陷盆地内，有些发育早、断距大的基底断裂，常常控制沉积盆地的边界及生、储、盖组合的沉积范围。在其下降盘的凹陷内沉积厚，生、储、盖组合完整；在其上升盘往往缺失生、储、盖层的沉积，形成秃顶的突起。

伴随着上述老断层的不断活动，在盆地的边缘和中间的隆起部分，在盆地不断升降过程中，常发生走向和斜交的两组断裂，使构造带复杂化而成构造断裂带。这些断层对油气有的起封闭作用，有的起分隔作用，也有的起通道和破坏作用。但是，其中的主要断层常常是使油气富集的主要因素之一。例如准噶尔盆地克拉玛依油田的克-乌大断层、济阳坳陷坨-胜油田的胜北大断层等，都对油气聚集和油气藏的形成，起了极为重要的积极作用。而局部构造上的一些次要断层，往往断距比较小，对油气藏起复杂化的作用，影响含油气

高度、集富程度、控制油水界面的高低以及作为通道形成浅处的次生油气藏等等。

总之，不论哪一级断层，在整个地质历史发展过程中，变化是很复杂的，所起的作用也是多种多样的。我们可以根据断层的性质、断开层位的高低、断层两侧地层厚度的变化、以及断层的活动情况等，来分析它们对油气藏形成所起的作用。如有的断层发生在聚油期以前，后期停止活动；有的断层发生在聚油期以后；有的断层与聚油期同时发生。有的断层是早期起封闭作用，后期起通道或破坏作用；有的断层是上部封闭下部不封闭，或者相反等等。总之，对每条断层对油气藏形成所起的作用，要具体情况具体分析，不能用静止的观点去主观判断，而是要根据其发展历史全面地进行评价。

三、断层油气藏的特点

断层油气藏的类型很多，断层在油气藏形成中的作用很复杂。如断层可以使储集层产生裂隙而增加渗透性，可以使一个完整的油气藏被分割成若干个小的油气藏，可以扩大含油气圈闭的面积，增加含油气高度等等。因此，断层油气藏有其自己的某些特点。

( )沿断层附近储集层渗透性变好：沿断裂带的岩石，常被挤压而破裂形成裂隙，增大储集层的渗透性，使断层附近油气更为富集。特别是在致密性脆而易破裂的储集层内，这种现象尤为显著。如准噶尔盆地的克拉玛依油田，如图6-25。在断层附近的油井比远离断层的油井产量高。这是由于在断层附近，储集层的裂隙特别发育，含油丰富，渗透率高。

(2)断层油气藏中，油、气、水的分布常比较复杂：在断层多而复杂的构造断裂带，形成的断块多而小，分隔性强；各个断块内，油、气、水分布很不规则，油、水关系复杂，油水层多为成组的不规则间互层。各个断块内，含油高度、含油面积、甚至含油层位常不一致，因而造成勘探工作中的复杂性。这就需要深入分析研究每个断层的地质发展历史、受力作用情况，以及它对沉积作用和油气聚集的影响，从而在复杂的情况下，得出正确的认识。例如黄骅坳陷的大港构造断裂带上的主要断层，从早第三纪至晚第三纪早期，一直处于活动状态，控制了两侧的沉积。东侧为凹陷中心，沉积了较厚的下第三系和上第三系，而西侧只沉积了上第三系。因而在油气藏形成方面也有很大差别，东侧有原生的下第三系油藏和次生的上第三系油藏，而西侧则仅有次生的上第三系油藏。

在被断层复杂化的地区内，寻找比较简单的、面积大的、闭合好的断块，常常其含油面积也大，含油高度也大，产量也高，而且含油层位基本一致，油水边界也较规则。

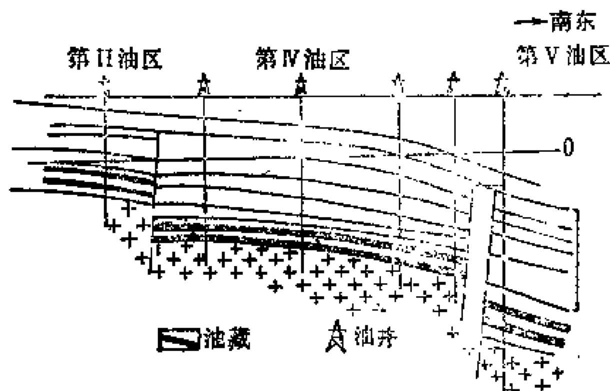


图 6-25 克拉玛依油田剖面图(据新疆石油管理局)

在复杂的多断块区，位置高的断块常比低断块富集；在同一断块内，高部位常比低部位富集；在不同的断块内，幅度高的常比幅度低的油层多，含油高度大。因此，在复杂的多断层地区，如何从其中找出有利的断块，是石油地质工作者一项重要研究任务。

(3)油气富集带常在断层靠近油源一侧：在断陷盆地内，从边缘到中心，常因断层发育而形成阶梯状下降，影响到生、储、盖组合在区域内的发育和变化。油气

富集区常分布在断层靠近油源的一侧，即靠近凹陷中心一侧的圈闭中。在另一侧（往往是上升盘），生、储、盖层常不完整，同时，油气需经过断裂带而运移至其上部的构造或断块中，常形成产量低，压力低，油、水层间互出现，以及原油性质变差的次生油藏。新疆准噶尔盆地的克拉玛依油田（图6-25）可以作为实例。该油田在克-乌断层的下降盘，即靠近生油凹陷的一侧，油藏的富集程度高，产量也高，原油性质也好，而克-乌断层的另一侧，即上升盘，情况则完全不同。

总之，断层油气藏有其自己的特点，特别是其复杂性和多样性，并且是随着各个时期构造运动的性质和强弱的变化而变化。因此，石油地质工作者就必须在复杂多变的情况下，分析研究其变化规律，才能使油气勘探工作更有成效。

第3节　刺穿接触圈闭及其油气藏

一、刺穿接触圈闭及刺穿接触油气藏的概念

由于刺穿岩体接触遮挡而形成的圈闭，称刺穿接触圈闭；刺穿接触油气藏则是指油气在刺穿接触圈闭中的聚集。

按刺穿岩体性质的不同，可以分为盐体刺穿、泥火山刺穿及岩浆岩柱刺穿等。目前世界上在这三种刺穿接触圈闭中都已经发现了油气藏。但是，从分布的广泛性来看。盐丘刺穿更为重要。如在罗马尼亚、波兰、墨西哥、安哥拉、加蓬、西德、美国和苏联等国，都发现有相当数量的盐丘刺穿类型的油气藏。据统计，目前世界上约有45%的天然气和11%的石油是产自盐丘地区。而与泥火山刺穿有关的油气藏及与岩浆岩柱刺穿有关的油气藏，则仅在个别地区有所发现。

与刺穿构造有关的圈闭，除刺穿接触圈闭外，还可形成背斜圈闭、断层圈闭等。有关背斜圈闭及其油气藏，断层圈闭及其油气藏，已在本章第1、2节中阐述，这里不再重复。

二、形成机理和分布

关于盐岩和泥火山活动，以及与其有关的底辟和刺穿构造的形成，国外近几年做了大量的研究工作，并通过模拟实验对其形成机理进行了探讨，发表了比较多的文章，提出了一系列观点。大多数研究者认为，膏盐和软泥常饱含大量的原生水，比其他沉积岩层的密度低，在上覆密度大的沉积层的不均衡重压下（静压或动压），由于重力作用，使可塑性的膏岩或软泥发生流动，由高压区流向低压区；在流动过程中，遇到沉积岩层的薄弱带，如活动的同生断层、或压差较大的低压区等，这些可塑性的膏盐流和软泥流就向上侵入或拱起，造成刺穿和底辟构造。因此，膏盐和软泥的刺穿或底辟常与同生断层密切联系在一起。

根据上述机理可知，形成刺穿或底辟构造的基本条件是地下深处，存在相当厚度的膏盐或软泥层，厚度愈大，形成这种构造的可能性也就愈大，其次是上覆岩层存在压差变化比较显著的薄弱带。

上述两个基本条件，控制了刺穿接触圈闭及刺穿接触油气藏的形成和分布。

三、刺穿接触油气藏的实例

(一)泥火山刺穿接触油气藏

这是由于泥火山刺穿作用，形成圈闭条件，聚集了油气所形成的油气藏。例如苏联阿普歇伦半岛的洛克巴丹油气田中的油气藏，就是属于这种类型的油气藏。该油田为一背斜构造，构造顶部为泥火山所刺穿，第三系上新统储集层沿上倾方向与泥火山刺穿体接触，形成圈闭条件，聚集了油气，就形成了这种类型的油气藏，如图6-26所示。

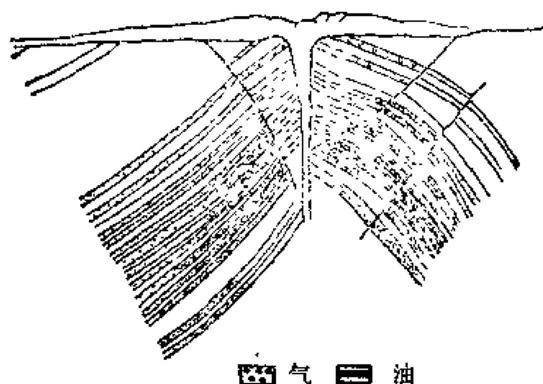


图 6-26 洛克巴丹油气田剖面图
(据И.О.Брод, 1950)

我国新疆准噶尔盆地南部的独山子油田，也有泥火山活动。此外，在尼日尔河三角洲、缅甸的阿拉康海岸，以及特立尼达岛等地，也都有泥火山的活动及其有关的油气藏。

(二)盐体刺穿接触油气藏

地下深处的盐体，侵入并刺穿上覆的沉积岩层，形成刺穿接触圈闭，其中聚集了油气，则称为盐体刺穿接触油气藏。例如罗马尼亚喀尔巴阡山前带的莫连尼油田的油藏，就是属于这种类型的油气藏。该油田是盐体侵入并刺穿了上覆第三系渐新统和上新统的砂岩储集层，形成了盐体刺穿接触圈闭及其油气藏。如图6-27所示。

此外，在美国的墨西哥湾地区、苏联的恩巴地区、西德北德意志盆地、西欧的北海盆地、西非的加蓬等地区都广泛分布有这种类型的油气藏。

(三)岩浆岩体刺穿接触油气藏

地下深处的岩浆侵入并刺穿上覆沉积岩层，形成岩浆岩体刺穿接触圈闭，后来油气在其中聚集，就形成这种类型的油气藏。例如在墨西哥曾发现过这样一个油田，如图6-28所示。其中的油气藏是属于岩浆岩体刺穿接触油气藏。

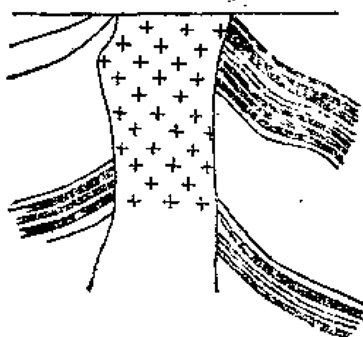


图 6-27 莫连尼油田横剖面图
(据И.О.Брод)

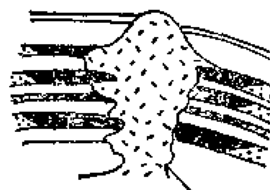


图 6-28 墨西哥的岩浆岩体刺穿接触油田横剖面图(据И.О.Брод)

这种类型的油气藏是比较少见的。

上述三种类型的刺穿接触油气藏中，以盐体刺穿接触油气藏最重要，分布也较广泛。

第4节 裂缝性圈闭与裂缝性油气藏

一、概　　述

所谓裂缝性圈闭与裂缝性油气藏，是指油气储集空间和渗滤通道主要靠裂缝或溶孔（溶洞）的圈闭及油气藏。在各种致密、性脆的岩层中，原来的孔隙度和渗透率都很低，不具备储集油气的条件；但是，由于构造作用，或其他的后期改造作用，使其在局部地区的一定范围内，产生了裂隙和溶洞，具备了储集空间和渗滤通道的条件，与其他因素（如盖层、遮挡物等）相结合，则可形成裂缝性圈闭。油气在其中聚集，则形成裂缝性油气藏。

岩层的裂隙可以是多种因素造成的，但构造作用是最重要的因素，岩层裂隙的产生和发展，在绝大多数情况下，都是与褶皱和断裂联系在一起的。因此，我们把裂缝性油气藏归入构造油气藏类。裂缝性油气藏虽然常常与背斜油气藏、断层油气藏有密切关系。但是，它又有它自己的特殊性，这些特殊性就使得在勘探和开发裂缝性油气藏时，与勘探和开发背斜油气藏、断层油气藏有很大区别。所以我们主张把它单独列为一种油气藏类型，并说明它与背斜油气藏、断层油气藏在成因上既有密切联系，又有重要区别。

二、裂缝性油气藏的特点

与其他类型的油气藏相比较，裂缝性油气藏常有如下几方面的特点：

（1）油气藏常呈块状：虽然裂缝性油气藏储集层的储集空间类型很复杂，而构造裂缝的发育，常可把各种类型的孔隙、裂隙联系起来，形成统一的孔隙-裂隙体系，把原来互相隔绝的裂隙、孔隙、晶洞、溶洞等储集空间沟通起来，形成一个统一的储集空间，这个储集空间常具块状结构。其中聚集油气后所形成的油气藏也是块状的，但它们具有共同的油-水界面，统一的压力系统。

（2）钻井过程中的特殊现象：在裂缝性油气藏的钻井过程中，经常发生钻具放空、泥浆漏失和井喷现象。据我国四川盆地二叠系、三叠系裂缝性气藏44口主要产气井的不完全统计，发生放空、漏失和井喷的约有37口，占总井数的84％，放空和漏失的井段和层位，多半是生产层所在的井段和层位。如自流井气田的自2井，钻至井深2260.55米时，钻具放空4.45米，随之发生井漏，并造成强烈井喷。这个井段和层位恰恰就是该井的主要产气井段和层位。而且产量的大小，常和漏失程度有密切关系。所以，在现场工作的地质人员，常可根据钻具放空和漏失情况来初定产油气井段及层位，并估计其产量大小。

（3）实验室测定的油层岩芯渗透率与试井测得的油层实际渗透率相差悬殊：一般裂缝油气藏储集层在实验室根据岩芯测定的渗透率很低，而试井实际测得的渗透率却很高，相差悬殊。这是由于构造裂缝沟通了储集层的各种储集空间，形成一个畅通的渗流系统。例如波斯湾地区一些著名的大裂缝性油气田，它们原始的粒间孔隙度及渗透率都很低，而实际的渗透率却是很高，如表6-3所示。油井产量也很高，油层压力稳定，且能保持长期高产。如伊朗的麦斯日德-依-苏莱曼油田，储集层的粒间孔隙度平均只有5.6％，但其累积产油量却已超过1.5亿吨。其原始渗透率很低，但产量却很高。这都是由于构造裂缝大大

表 6-3 几个裂缝性油气藏的孔隙度、渗透率

油田名称	粒间孔隙度	粒间渗透率	实际渗透率
基尔库克	约10%	0～高	很高
麦斯日德-依-苏莱曼	5.6%	甚低	较高
阿加贾里	7.6%	甚低	高
加奇萨兰	7.7%	甚低	中等

增加了储集层孔隙度和渗透率的结果。

（4）同一个油气藏，不同油气井之间产量相差悬殊：由于裂缝性储集层的孔隙性、渗透性分布不均，同一储集层的不同部位，储集性能可以相差悬殊。因此，造成不同油井之间的产量也就差别甚大。高产井群中伴有低产井和干井，低产井群中伴有高产井。例如四川盆地的自流井气田中三叠统气藏，在郭家坳高产区中却存在有干井。对碳酸盐岩储集层来说，除各种原生孔隙是受沉积条件控制外，其各种类型的裂隙、溶洞等多受构造运动及地下水活动等因素的直接影响，这是造成其分布不均匀的重要原因。

总之，裂缝性油气藏是一种比较复杂的油气藏类型，在勘探这种类型的油气藏时，最重要的是分析和认识裂缝带的分布规律，因为正是这些次生裂缝带的分布及发育情况，控制了油气的富集程度。

三、裂缝性油气藏实例

目前裂缝性油气藏在世界石油和天然气的产量、储量中占很重要的地位。中东波斯湾盆地和美国、苏联、墨西哥等国家都在碳酸盐岩中找到了巨大的裂缝性油气藏，为这些国家石油及天然气储量、产量的增加起了重要作用。我国四川盆地也发现了相当数量的碳酸盐岩裂缝性油气藏，特别是裂缝性气藏已经有了悠久的历史，对我国石油及天然气工业的发展，有着重要的意义。

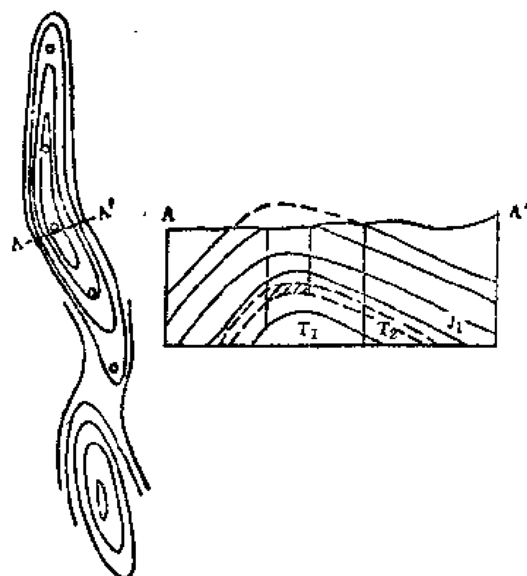


图 6-29 石油沟气田构造图及剖面图
（据四川石油管理局）

（一）石油沟气田的三叠系气藏

石油沟气田位于四川盆地东南部的含气区。为轴向近南-北方向的不对称长轴背斜，西翼陡，倾角达45°～50°；东翼缓，倾角为15°～30°；南北长约40公里，东西宽约8～9公里；闭合度为1100米。如图6-29所示。

石油沟气田的生产层主要是三叠系嘉陵江统的石灰岩和白云岩，其上部为硬石膏层作为盖层；据岩芯分析，其平均孔隙度仅2%，渗透率小于1毫达西；但试井结果，渗透率达几十到几万毫达西，平均值高达3000毫达西以上。因此，这种良好的渗透性显然是由于次生裂缝造成的。

石油沟气田发育的裂缝有四组：（1）方位

角为5°，与轴向夹角为10°～20°，为走向裂缝；(2)方位角为280°，与轴向夹角为80°～90°，为倾向裂缝；(3)方位角为40°，与轴向夹角为50°～60°，为斜交裂缝；(4)方位角为300°，与轴向夹角为45°～50°。其中以第(1)组走向裂缝最发育。这组裂缝构成了轴部附近裂缝发育带的主体，裂缝的延伸长度大，宽度大，密度也大。因此，轴部形成气藏的高产区。在翼部，裂缝发育程度较低，含气情况也较差。

裂缝发育程度与岩性也有一定联系，一般情况下，薄层岩层比厚层岩层裂缝发育，质纯的碳酸盐岩比泥质含量高的岩层裂缝发育。

气藏主要沿轴部裂缝带分布，开采过程中，沿轴向轴部附近的相邻气井有明显的干扰，而垂直轴向的相邻各井间，干扰则不明显。

我国四川盆地的很多气田的气藏都是属于裂缝类型的。

（二）伊朗加奇萨兰油气田的第三系阿斯马利灰岩油气藏

加奇萨兰油田位于波斯湾盆地扎格洛斯山前坳陷带，地面是由中中新统法尔斯组组成的揉搓褶皱，而地下第三系的阿斯马利灰岩背斜向上至地表恰为向斜，地面、地下构造不符合，如图6-30所示。地下阿斯马利灰岩（主要储集层）为一顶部平缓、两翼陡达50°的简单背斜，轴向北西西，长70公里，宽约9公里，闭合面积为600多平方公里，闭合高度为3000米左右。

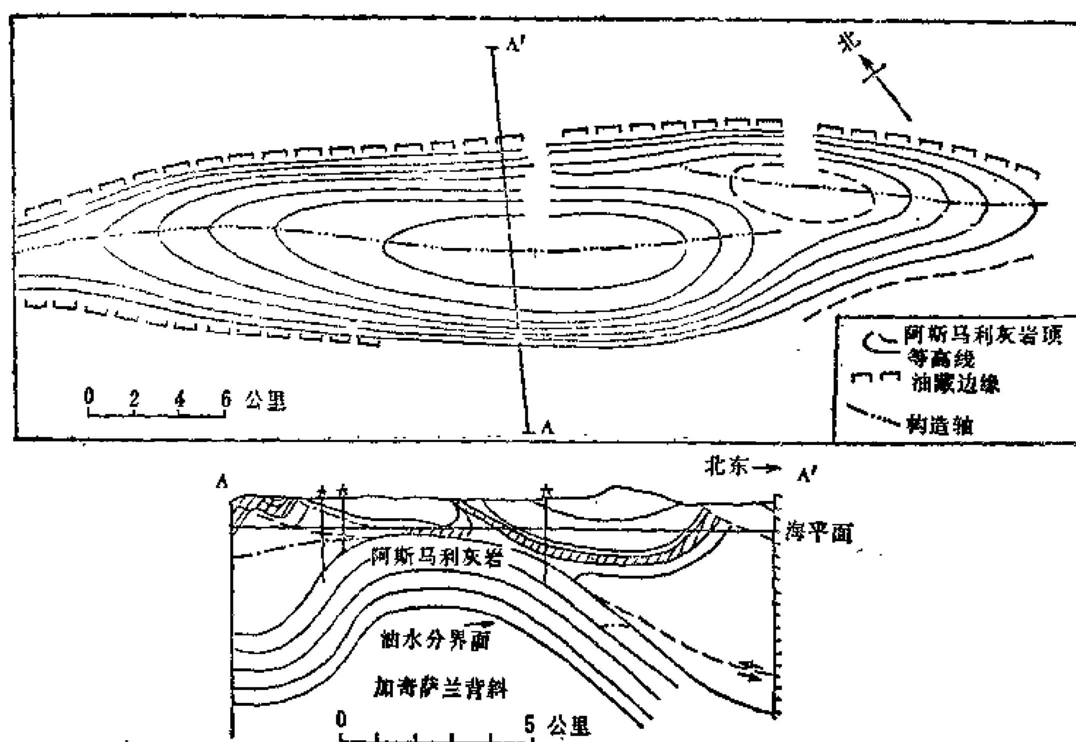


图 6-30 加奇萨兰油田构造图及剖面图

该油田有三套产油层，自上而下为：下中新统-渐新统的阿斯马利灰岩、中白垩统的萨尔维克灰岩和上侏罗统的卡米灰岩。其中以阿斯马利灰岩为最重要。阿斯马利灰岩与萨尔维克灰岩之间虽然隔有600米厚的抱球虫灰岩，但二者是通过裂缝沟通的，具有统一的压力系统，形成统一的油气藏。法尔斯组的膏盐层为良好的盖层，厚700米以上，封闭条

件极为良好，油气藏高度达2100多米。阿斯马利灰岩为浅滩相沉积，主要由含生物碎屑和砂屑的灰泥灰岩，以及含灰泥的砂屑灰岩组成。白云岩化和溶蚀作用比较强烈，孔隙性较好，但不均一，据统计，孔隙度大于9～13％的好产层，平均仅占13.8％左右；孔隙度为5～9％的差产层，约占14.8％；孔隙度小于5％的致密层，约占71.4％。各种不同孔隙度岩芯的渗透率均很低，一般小于10～20毫达西；极个别的达400毫达西。在这种情况下，高产的油气主要是靠裂缝提供通道。

油层原始压力为144～245大气压，产油能力很高。位于西北端高产区的35号井，初产油量为16600吨/日以上（1961年），到1967年仍保持在12000吨/日以上；1974年加大管线，日产油量高达19000多吨。又如1960年投产的24号井，到1972年，12年的累积产油量达2700万吨，单井日产油量仍保持为8000吨。1974年加奇萨兰油田共有74口生产井，平均单井日产油量为4200吨。加奇萨兰油田有这样旺盛的产油能力，除与裂缝发育有关外，还与它天然驱动能力强有密切关系。

加奇萨兰油田的上述特点，对波斯湾盆地的碳酸盐岩裂缝油气藏具有重要的代表性。正是由于这种油气藏的发现和开采，使波斯湾地区的石油储量和产量取得高速度的增长。

（三）柴达木盆地油泉子油田中新统裂缝性油藏

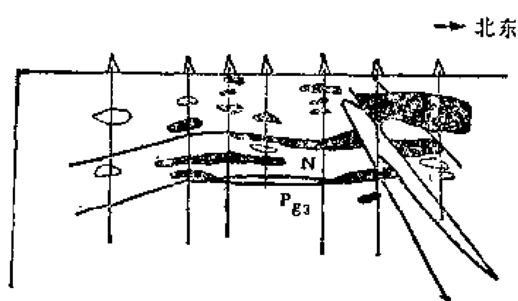


图 6-31 油泉子油田剖面图
（据青海石油勘探局）

油泉子油田位于柴达木盆地中央平缓背斜带，是一个不对称的似箱形背斜。北翼陡，倾角为60°～80°；南翼平缓，倾角约25°左右。储集层为中新统底部的裂缝性泥岩夹薄层石灰岩、泥灰岩和砂岩透镜体。石油主要聚集在一定深度范围的泥岩的垂直裂缝和水平裂缝带内，与层位没有明显关系。单井产量相差悬殊，一般单井日产量为0.5～4吨；但少数高产井日产量可达数百吨。这主要与裂隙带的发育情况有密切关系。一般在裂缝发育带，形成油气富集带，产量也高；反之，裂隙不发育处，油气就不富集，产量也低。如图6-31所示。

我国陕北延长油田的三叠系延长统油藏，也是属于裂缝性砂岩油藏。在美国的加利福尼亚州圣马利诺盆地、得克萨斯州米德兰盆地也分布有这种裂缝性泥岩、粉砂岩储集层的裂缝性油气田。这种油气藏在世界石油产量、储量中不占重要地位。

在裂缝性油气藏类型中，最重要的是波斯湾盆地中加奇萨兰、基尔库克以及阿加贾里等油田的碳酸盐岩裂缝性油气藏。它们产量高、储量大，在石油及天然气工业的发展中占重要位置。

构造圈闭和构造油气藏，过去和现在都是最重要的一种圈闭和油气藏类型。其中又以背斜油气藏及断层油气藏更为重要，因为它们在世界上分布最广泛。而刺穿接触遮挡油气藏及裂缝性油气藏，实质上是比较特殊的油气藏类型，它们的形成条件和勘探方法都有其特殊性。

第七章　地层圈闭与地层油气藏

地层圈闭是指储集层因岩性横向变化，或由于纵向沉积连续性中断而形成的圈闭。在地层圈闭中的油气聚集，称地层油气藏。

地层圈闭与前述构造圈闭不同：构造圈闭是由于地层变形或变位而形成；而地层圈闭则主要是由于沉积条件改变，储集层岩性岩相变化，或者储集层上、下不整合接触的结果。例如一个渗透性储集层横向渐变为不渗透地层；或者储集层遭风化剥蚀后，又被不渗透地层所超覆，形成不整合接触等等。这种变化的界限可能是突变的，也可以是渐变的；造成这种变化的条件可以是局部的，也可以是区域性的。除某些透镜体及生物岩礁外，几乎所有地层圈闭都与构造因素有一定联系，或与区域性地层倾斜有关，或与原有的构造条件有关。但是，控制地层圈闭形成的决定性因素则仍然是沉积条件的改变。

在石油和天然气工业发展的初期，世界上油气勘探的主要对象是背斜构造，后来，自从1917年发现委内瑞拉马拉开波湖玻利瓦尔油区的许多巨大地层油气藏，1930年又发现美国的东得克萨斯大油气田，并查明它是地层油气藏，自此以后，地层油气藏日益引起人们的重视。特别是在近四十多年来，随着勘探技术的不断改善，在世界各地发现的地层油气藏愈来愈多，它们不仅数量多、分布广，常常储量也很大，其类型也是多种多样。

目前在世界石油和天然气的产量、储量中，地层油气藏是一个重要方面。综合世界上可采储量超过5亿桶的巨型油田和3.5万亿英尺^{3}的巨型气田的情况来看，除波斯湾和苏联以外，在总数为134个油气田中，43%的石油储量和30%的天然气储量是在地层圈闭中，波斯湾盆地和苏联的大油气田主要是构造圈闭类型。因此，在这两个地区，地层油气藏在油气的总储量和总产量中占的比重就较小。世界上地层油气藏最集中的地区之一，是美国中部大陆的古生代地层。例如在俄克拉何马州1967年统计共有2101个地层圈闭类型的油气田，占该州油气田总数的62%，其储量占50%以上；在堪萨斯州，有75%的油气田是地层圈闭型的。这说明地层油气藏的分布，是有其一定规律的。从我国的区域地质构造特征来看，地壳运动的多周期性决定了在沉积岩系剖面中，沉积间断及各种不整合现象甚多。在东部地台区的古生界沉积中，这个特点很明显，而广泛发育在各沉积盆地中的中、新生代陆相沉积，与下伏老地层为不整合接触，其本身岩性变化大，各种成因的砂岩体普遍分布。所有这些特征，都为形成各种类型的地层油气藏创造了极为有利的条件。

根据圈闭的成因，地层圈闭及地层油气藏大致可以分为四类：即原生砂岩体地层圈闭及其油气藏；地层不整合遮挡圈闭及其油气藏；地层超覆不整合圈闭及其油气藏；生物礁块油气藏。下面我们将对这四种类型的地层油气藏分别进行叙述。

第1节　原生砂岩体地层圈闭及其油气藏

原生砂岩体地层圈闭是沉积环境的直接产物。由于沉积环境不同，导致沉积物岩性发生变化，形成岩性尖灭体及透镜体圈闭。其中聚集了石油和天然气，就形成了岩性尖灭油

气藏及透镜体油气藏，总称原生砂岩体地层油气藏。在地层油气藏中，这类油气藏的数量最多，分布最广，成因也最杂。

一、岩性尖灭体及透镜体地层圈闭的形成

在岩性变化大的砂、泥岩沉积剖面中，常见许多薄层砂岩互相参差交错。有的层状砂岩体顶底均为不渗透泥岩所限，在横向上亦渐变为不渗透泥岩，砂岩体呈楔状尖灭于泥岩中，这就是砂岩尖灭体地层圈闭，如图7-1中(a)所示。有的砂岩体呈透镜状，周围均被不渗透层所限，则为砂岩透镜体圈闭。如图7-1中(b)所示。这两种砂岩体(或砾岩体)常常伴生于同一剖面中，因为它们的成因相似，是在同一盆地内，由于沉积环境不同，不同性质的物质同时沉积下来，遂在沉积物的横向上出现岩性变化的结果；或为砂岩渐变为泥岩，或为泥岩渐变为砂岩，或为砂岩的渗透性变化不均匀，因而在砂岩尖灭体的尖灭端部，和透镜体的两端，往往泥质含量增多，渗透性变差，而向砂岩体主体，泥质减少，渗透性变好；甚至在厚层砂岩中，由于渗透性不均，也可见到低渗透砂岩中出现局部高渗透带。如图7-1中(c)所示。

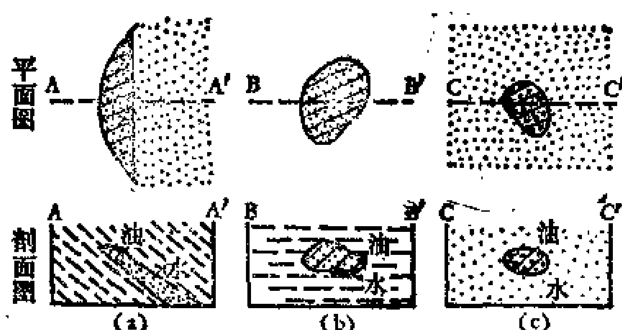


图 7-1 砂岩尖灭体及透镜体地层油气藏
(a)砂岩尖灭体地层油气藏；(b)砂岩透镜体地层油气藏；
(c)低渗透砂岩中之高渗透带

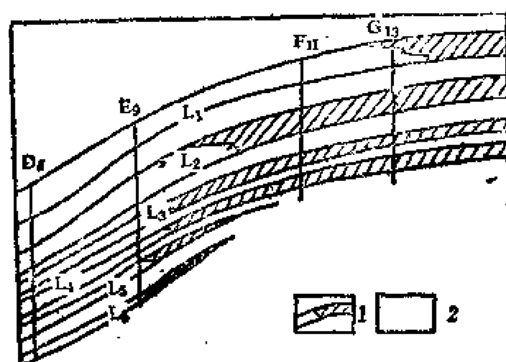


图 7-2 老君庙油田L_5、L_6岩性尖灭油气藏横剖面图（据玉门油矿）

在古海岸线附近的海岸砂洲、古河道与古三角洲的河道砂层、以及沿单面山古地形陡崖或断层陡坎走向分布的走向谷砂层等，当它们上覆不渗透泥岩时，也可形成原生砂岩体地层圈闭。它们在横剖面上呈透镜状，在平面上则呈不规则的条带状延伸。

以上这些圈闭，都是岩性变化的结果，在成因上都和沉积环境的变化有关。因此，它们常常成群成组的出现，形成较大的多层地层圈闭，在实际勘探工作中，若发现一个砂岩尖灭体或透镜体地层油气藏，就可能在其附近找到更多类似的油气藏。

二、岩性尖灭油气藏及透镜体油气藏举例

目前世界上已经发现很多这种类型的油气藏，我国也发现有相当数量。现介绍几个比较典型的实例。

(一)岩性尖灭油气藏

这种类型的油气藏是由于储集层沿上倾方向尖灭或渗透性变差而造成圈闭条件，油气聚集其中而形成的。我国老君庙油田西部尾翼第三系白杨河群的L_5、L_6油气藏就属于岩性尖灭油气藏，如图7-2。

我国松辽盆地西斜坡的富拉尔基地区，白垩系姚家组的砂岩储集层，沿上倾方向渗透性变差，造成圈闭条件，形成了岩性尖灭类型的油气藏，如图7-3所示。

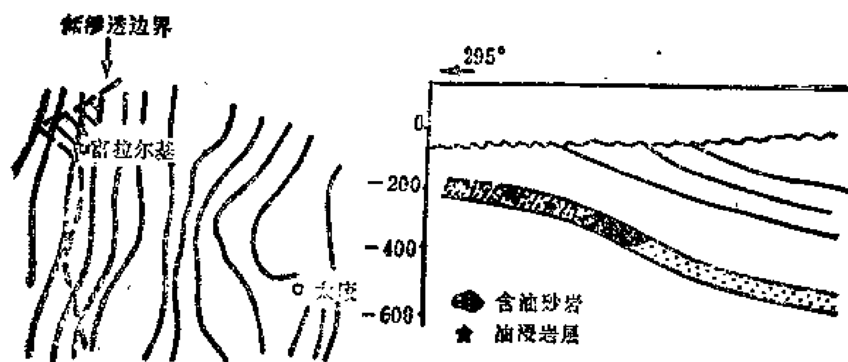


图 7-3 松辽盆地西斜坡白垩系姚家组岩性尖灭油气藏剖面图
（据大庆油田勘探开发规划研究院）

在国外，岩性尖灭类型的油气藏也很多。例如美国得克萨斯州华顿县四开特山脊油田中的渐新统弗里奥层砂岩尖灭油气藏，如图 7－4 所示。

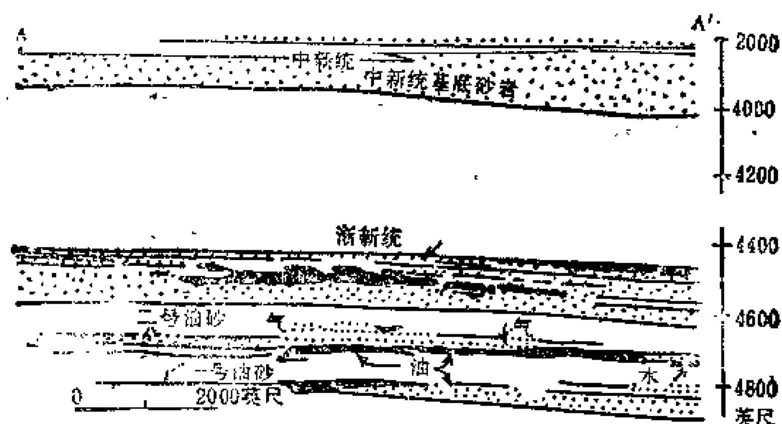


图 7-4 得克萨斯州华顿县四开特山脊油田的砂岩尖灭油气藏剖面图（据A.I.Levorsen)

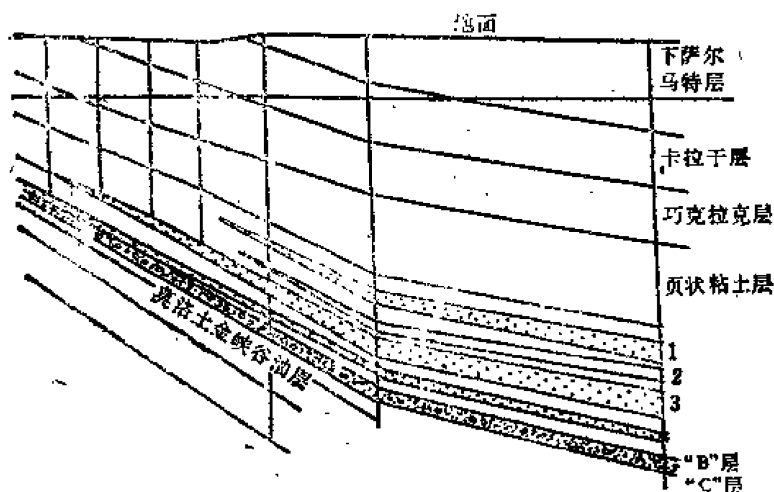


图 7-5 苏联卡杜辛油田渐新统砂岩尖灭油气藏剖面图（据A.I.Levorsen)

又如苏联北高加索迈科普油区卡杜辛油田中的第三系砂岩尖灭油气藏也是典型实例，如图7－5所示。

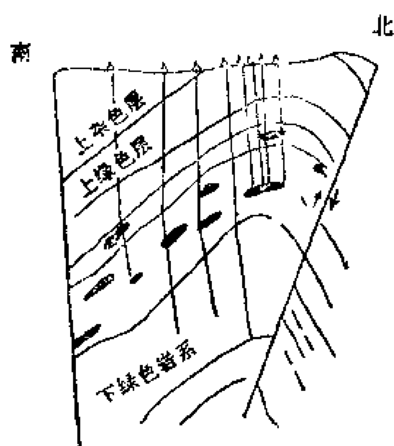


图 7-6 新疆独山子油田第三系砂岩透镜体油气藏横剖面图（据新疆石油管理局）

(二)透镜体油气藏

这种类型的油气藏是由透镜状或其他不规则状储集层，周围被不渗透性地层所限，组成圈闭条件，而形成的油气聚集。最常见的是泥岩层中的砂岩透镜体。透镜体油气藏的规模一般都不大。它可以是泥岩中的砂岩透镜体，也可以是低渗透性岩层中的高渗透带。

我国新疆北部准噶尔盆地南缘的独山子油田第三系上褐色岩系中有相当数量的砂岩透镜体油气藏，如图7-6所示。

我国华北盆地辽河坳陷西斜坡高升油田中第三系杜家台油层的砂岩透镜体油气藏也可作为这种类型油气藏的实例。如图7－7所示。

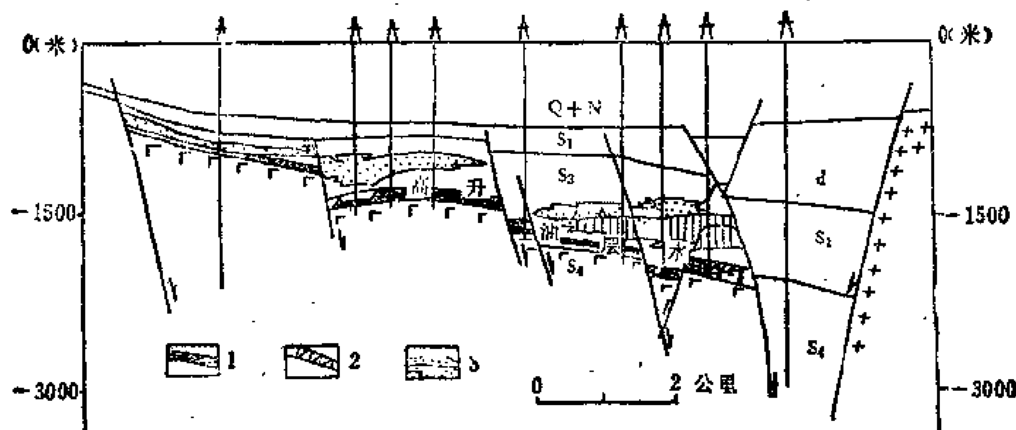


图 7-7 高升油田杜家台油层砂岩透镜体油气藏剖面图（据辽河油田）

此外，如济阳坳陷下第三系沙河街组三段的大套泥岩中，也有不少砂岩透镜体油气藏。其他地区也屡见不鲜。

在国外，特别是美国这种类型的油气藏发现是很多的。例如在堪萨斯州格林乌德县及勃特勒县的鞋带状油藏，它们是由许多个岸外砂坝组成的。这些砂坝形成许多狭长的透镜体，每个透镜体的厚度为50～100英尺，长2～6英里，宽达1.5英里；断续地一个接一个地排成长达25～45英里的带状。如图7－8所示，每个透镜体都是一个油藏，因而形成规模可观的油气聚集带。

另外一个著名的实例是美国密执安南部半岛中部的一些狭长砂岩透镜体，形成一组储量很大的气藏。图7-9表示其中一个透镜体气藏的剖面图。该气藏的名称是“六湖气藏”。

这些透镜状砂岩体都是密西西比海的滨外砂坝。其底是平的，上界成丘形。

透镜体岩性油气藏的另一种情况是在低渗透岩层中的高渗透带透镜体油气藏，在这种类型的储集层中渗透性变化很大，油气聚集在渗透性好的部分，而渗透性不好的部分则为

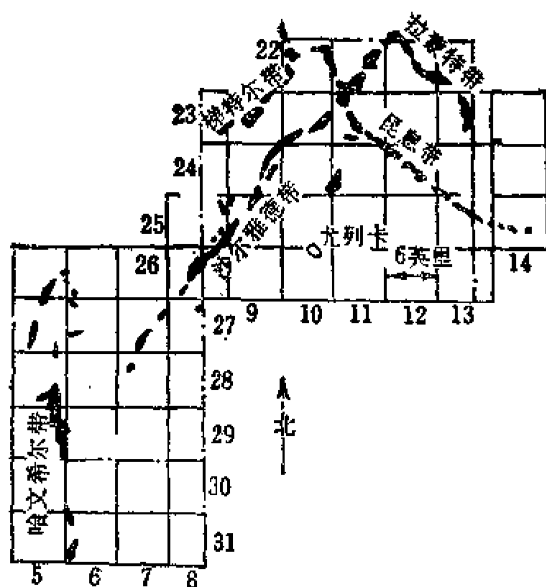


图 7-8 堪萨斯州由透镜体油藏组成的鞋带状油气聚集带平面分布图

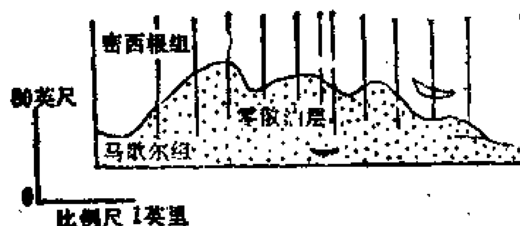


图 7-9 密执安缅考斯塔县和蒙特卡尔姆县"六湖气藏"的剖面图(据A.I.Levorsen)

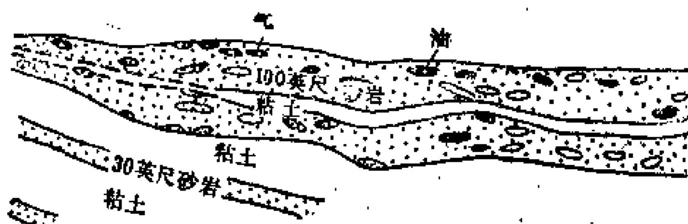


图 7-10 阿巴拉契亚盆地下石炭统的"百英尺砂岩"油藏剖面图(据И.О.БРОД)

水所充满。这种油气藏在形状和分布方面都是很不规则的。美国阿巴拉契亚含油气盆地下石炭统"百英尺砂岩"中的油气藏可作为典型实例，如图7-10所示。

在我国的一些含油气盆地中也常见到这种低渗透岩层中的高渗透带油气藏。如陕甘宁盆地的三迭系、侏罗系都有这种类型的油气藏。

关于碳酸盐岩中的透镜状油气藏由于其圈闭的形成常与构造裂隙、溶蚀及次生白云石化有直接关系，故不在这里讲述。

第2节 地层不整合遮挡圈闭及其油气藏

世界油气勘探的经验证明，不整合面的上下常常可成为油气聚集的有利地带。这里所指的不整合是广义的，既包括角度不整合，也包括平行不整合(假整合)。地层不整合遮挡圈闭及其油气藏主要是与潜伏剥蚀突起及潜伏剥蚀构造有关。剥蚀突起或剥蚀构造被后来沉积的不渗透地层所覆盖，就形成地层不整合遮挡圈闭，油气在其中聚集就形成地层不整合遮挡油气藏。随着地球物理勘探方法的日益发展，以及深井钻井技术的日益提高，在世界各地发现的与地层不整合有关的潜伏剥蚀突起油气藏及潜伏剥蚀构造油气藏愈来愈多，其中不少是属于世界性的大油气田。这种类型的油气田在石油与天然气工业的发展中也日益显得重要。我国华南地台古生代及三叠纪的碳酸盐岩地层甚为发育，华北地台中、上元古界和下古生界的碳酸盐岩地层也甚为发育，而且存在着长期的沉积间断或不整合接触关系，潜伏剥蚀突起或潜伏剥蚀构造广泛分布，寻找这种地层不整合遮挡油气藏的远景是很大的。

一、地层不整合遮挡圈闭的形成

地层不整合遮挡圈闭（潜伏剥蚀突起、潜伏剥蚀构造）的形成，与区域性的沉积间断及剥蚀作用有关。在地质历史的某一时期，地壳运动使一个区域上升，受到强烈风化、剥蚀的破坏。坚硬致密的岩层抵抗风化的能力强，在古地形上呈现为大的突起；而抵抗风化能力较弱的岩层，则形成古地形中的凹地。因而显示出了高山、丘陵、平原、沟谷、湖河等古地貌的景观。后来，在该区域尚未被剥蚀成为平原时，又重新下降，同时又被新的沉积物所掩埋覆盖，这样就在原来古地形的基础上，形成了一系列的潜伏剥蚀突起或潜伏剥蚀构造。有人也称为“古潜山”。这种古地形的突起，由于遭受多种地质营力的长期风化、剥蚀，常形成破碎带、溶蚀带，具备良好的储集空间，当其上为不渗透性地层所覆盖时，则形成了地层不整合遮挡圈闭，成为油气聚集的有利场所。如图7-11所示。



图 7-11　地层不整合遮挡圈闭示意图
(a)为潜伏剥蚀突起圈闭；(b)为潜伏剥蚀构造圈闭

古地形突起与构造的关系是多样的。有时古地形突起与古构造隆起一致，形成所谓的古正地形。这种古构造隆起，可以是背斜，也可以是单斜构造（如古单面山），这种古正地形突起形成的圈闭称潜伏剥蚀构造圈闭。有时古地形突起是形成于古构造的凹陷处，即所谓的古负地形；也有的古地形突起是在古块断隆起的基础上形成的，这时形成的圈闭可称为潜伏剥蚀突起圈闭。

组成古地形突起的岩石，可以是石灰岩、白云岩、砂岩、火山岩、岩浆岩及变质岩等，它们的共同特点是，经过长期的风化、剥蚀和地下水的循环作用后，都具有良好的储集性质，为油气储集创造了良好条件。

二、地层不整合遮挡油气藏的形成条件

地层不整合遮挡油气藏在地台区及褶皱区都有分布。但是，根据目前已发现的这种类型油气藏的分布情况来看，在地台区较多。这可能是由于地台升降运动较频繁，沉积岩系之间沉积间断较多，容易在下伏构造层遭到风化剥蚀后，再度下降被新沉积物所覆盖；并且地台区的基底隆起和基底断裂发育，容易形成一系列的剥蚀突起和剥蚀构造，当它们被上覆不渗透地层所覆盖时，就形成了良好的圈闭条件。当然在褶皱区的沉积盆地中，褶皱、断裂作用显著，特别是在盆地边缘，不整合现象普遍，同样会发育这种类型的圈闭条件。

地层不整合遮挡圈闭中聚集的油气，主要是来源于其上覆沉积的生油坳陷，它们的运移通道以不整合面或有关的断层为主。因此，地层不整合遮挡油气藏中的油气储集层时代，常比生油岩的时代老，即所谓的“新生、古储”。当然也有的油气藏储集层时代与生油岩时代相同或生油岩时代老于储集层的时代。对于这种类型的油气藏，我们将通过对一些著名油气藏实例的介绍，进一步阐明其特点。

三、地层不整合遮挡油气藏的实例

目前世界上已经发现的地层不整合遮挡油气藏数量很多，基本上可以归纳为两种情况：

(一)潜伏剥蚀突起油气藏

这种类型油气藏是指古地形突起被上覆不渗透地层所覆盖形成圈闭条件，油气聚集其中而形成的油气藏。

美国西内部盆地的尼马哈潜山带、维启塔-阿马利罗潜山带、中央堪萨斯隆起等地区，都是潜伏剥蚀突起油气藏集中分布的地方。例如潘汉得尔油气田就是位于维启塔-阿马利罗潜山带上的一个世界性特大油气田，如图7-12所示。

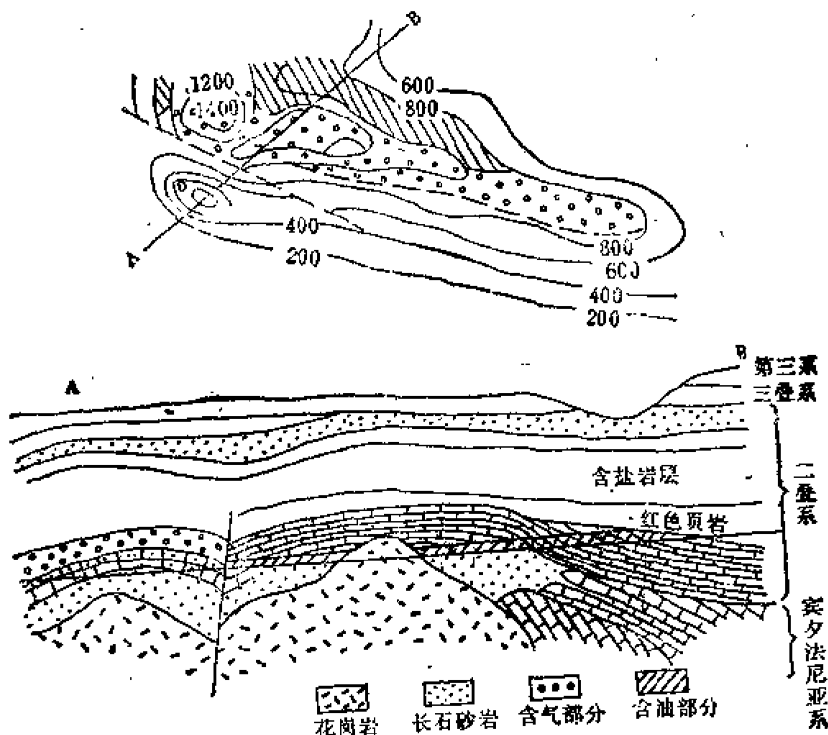


图 7-12　美国潘汉得尔油气田构造图及剖面图

潘汉得尔油气田的含油气面积达6000公里²，天然气累计产量已超过7000亿米³，累计产油量已超过1.25亿吨。该剥蚀突起是由前寒武纪的花岗岩，长石砂岩及上古生界的碳酸盐岩组成的，它们共同组成一个巨厚的块状储集层。其上为二叠系所覆盖，特别是二叠系盐岩成为良好的盖层，形成一个巨大的块状油气藏，具有统一的油水界面。含油气高度达400米，含油部分主要位于潜伏剥蚀突起北侧。

我国任丘油田也是一个典型的潜伏剥蚀突起油气藏。该油田是我国在70年代新发现的高产大油田之一。其剥蚀突起主要由中、上元古界雾迷山组硅质白云岩组成，围翼为寒武系、奥陶系的碳酸盐岩地层。该剥蚀突起自晚奥陶世到早第三纪漫长的地质时期中，一直出露地表，长期遭受风化、剥蚀、溶解以及历次地壳运动的作用，使得裂隙、孔洞都很发育，具备极好的储集性能。后来被下第三系巨厚的泥质沉积所覆盖，成为良好的盖层，形成了圈闭条件。下第三系生油岩生成的石油，进入该圈闭中聚集起来，形成了储量丰富的高产大油田。如图7-13所示。

在我国华北含油气盆地的其他坳陷中，以及准噶尔、酒泉等其他含油气盆地中，也同样分布有相当数量这种类型的油气藏。

(二)潜伏剥蚀构造油气藏

这种类型的油气藏是原来的古构造（如背斜、单斜等）被剥蚀掉一部分，后来又被新

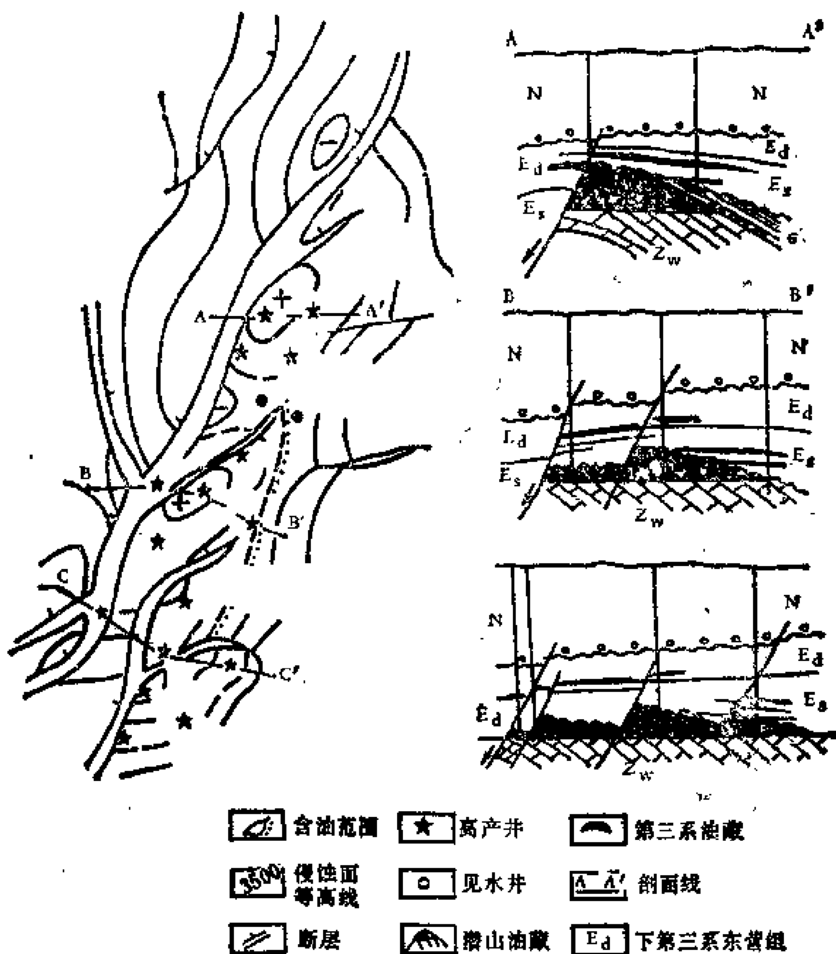
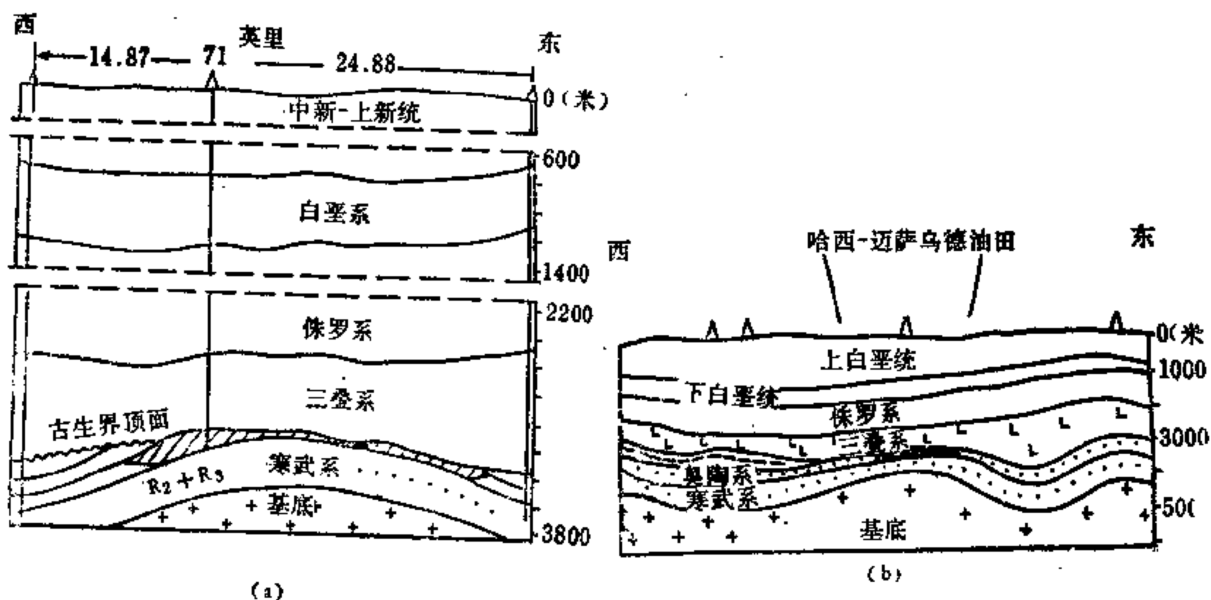


图 7-13 任丘油田平面图及剖面示意图（据华北油田）



(a)　　(b)

图 7-14 哈西-迈萨乌德油田横剖面图

(a)油田横剖面图；(b)区域大剖面图

的沉积岩层不整合所覆盖，形成圈闭条件，油气聚集其中而成的。

北非阿尔及利亚的哈西-迈萨乌德油田是著名的潜伏剥蚀构造油气藏的实例。该油田位于阿尔及利亚撒哈拉大沙漠东部，距地中海560公里，油气是聚集在一个顶部遭受剥蚀的大背斜中，属潜伏剥蚀构造圈闭。产油层为寒武系砂岩，深约3300米，油田含油面积1300公里²，油藏高度270米。石油地质储量34.7亿吨，单井平均日产量为800吨左右，全油田日产油量为52000吨以上，是特大高产油田。如图7-14所示。

该油田的背斜构造于古生代末期上升，长期遭到剥蚀，隆起顶部露出寒武系砂岩；至三叠纪时才开始被盐岩及红色页岩所覆盖，形成良好的潜伏剥蚀构造圈闭条件。同时由于三叠系的沉积，使地下温度、压力升高，距哈西-迈萨乌德西北40公里凹陷内的志留系黑色页岩具备了二次生油的条件，所生成的石油沿不整合面运移至哈西-迈萨乌德潜伏剥蚀构造圈闭中聚集起来，形成了目前的大油田。

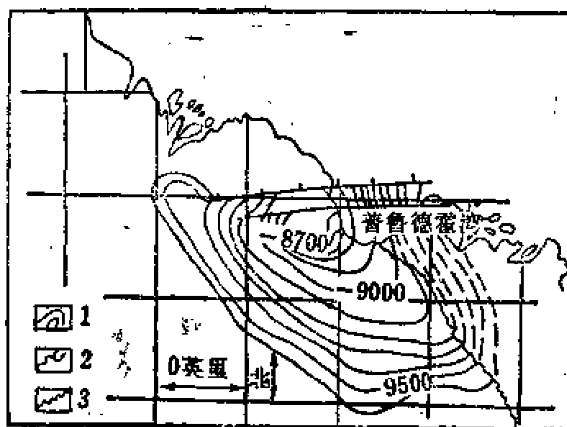


图 7-15　普鲁德霍湾油田中生界底部附近反射层的构造解释图

另一个著名的典型潜伏剥蚀构造油气藏是美国阿拉斯加的普鲁德霍湾油田。该油田位于阿拉斯加北极的巴罗隆起上，是世界上最北的油田，在北极圈以北425公里，也是北美最大的油田。位居世界第七特大油田，其石油可采储量为13.12亿吨，天然气26万亿英尺³。该油田东西长64公里，南北宽32公里，面积约2000公里²，为一向西南倾伏的鼻状构造，北部被断层所切，东部被不整合削蚀，其上被下白垩统海相页岩不整合封闭。主要储集层为二叠系、三叠系和侏罗系砂岩。如图7-15及图7-16所示。

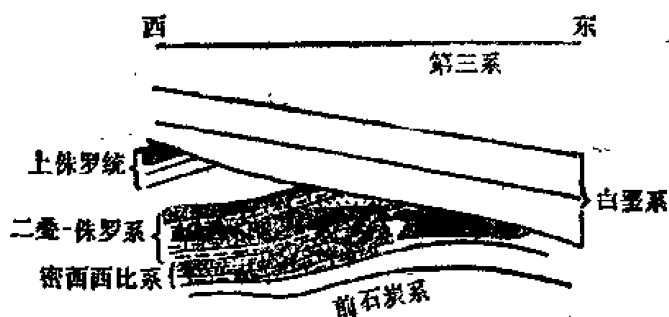


图 7-16　普鲁德霍湾油田横剖面图

储集层孔隙度为23～25%，渗透率约200毫达西，原油粘度低，有气顶。生产层深度为2000～3000米。该油田发现于1968年，第一口探井日产油量为330吨。

第3节　地层超覆圈闭及其油气藏

地壳的升降运动及其差异性，常可引起海水或湖水的进退。这种水体进退的结果，在地层剖面上就表现为“超覆”和“退覆”两种现象，如图7-17所示。



图 7-17　超覆与退覆示意图

地层超覆是指当水体渐进时，沉

积范围逐渐扩大，较新沉积层覆盖了较老沉积层，并向陆地扩展，与更老的地层侵蚀面成不整合接触。从剖面上看，超覆表现为上覆层系中每一地层都相继延伸到下伏较老地层边缘之外，并且在同一柱状剖面中，由下向上沉积物愈来愈细。地层退覆是在水体渐退时发生的，较新沉积层的范围愈来愈小。在实际的地质环境里，单纯的水进岩系层位迁移和单纯的水退岩系层位迁移都是少见的，多数见到的却是水进与水退交替出现，在剖面上则表现为超覆不整合面与退覆削蚀面相交，如图7-17所示。岩石结构上则是由下向上颗粒由粗变细再变粗，构成一个完整的沉积旋回。由于地壳运动的方向、速度及幅度不断变化，海水或湖水的进退也就变化多端，在地层剖面上反映出超覆与退覆的交替情况也多种多样。所有这些变化都可以形成各式各样的地层圈闭。因此，在各沉积盆地中，详细分析地质历史上水陆变迁情况，和各个地质时期的古地理状况，对寻找地层超覆油气藏有着重要意义。

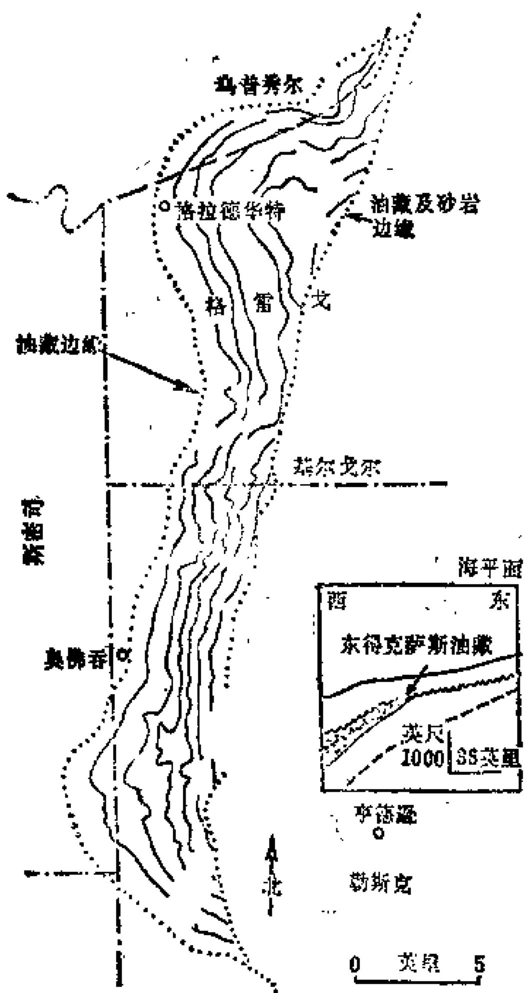


图 7-18 东得克萨斯油田乌德宾(白垩系)产油层顶部构造图及横剖面图(据A.I.Levorsen)

一、地层超覆圈闭及其油气藏形成特点

在水体渐进时，水盆逐渐扩大，沿着沉积坳陷边缘部分的侵蚀面沉积了孔隙性砂岩，分选较好，储集性质也好；随着水盆继续扩大，水体加深，在砂层之上超覆沉积了不渗透泥岩，其结果形成地层超覆圈闭，油气聚集其中就形成地层超覆油气藏。

这种地层超覆圈闭，都是在水陆交替地带形成的，特别是在水进的阶段，这里盆底是以稳定下降为主，伴随轻微振荡，常与浅海大陆架或大而深的湖泊的还原环境有联系。因此，在砂层上下及向深处侧变成泥质沉积，往往富含有机质，是良好的生油层，同时又是良好的盖层。形成旋回式和侧变式的生、储、盖组合。油气生成后，就近运移至地层超覆圈闭中聚集起来，形成地层超覆油气藏。这种类型的油气藏都集中分布在地质历史上的水陆交替地带，在海相沉积盆地的滨海区，大而深的湖相沉积盆地的浅湖区，都可找到地层超覆油气藏。

二、地层超覆油气藏实例

目前世界上已发现很多这种类型的油气藏，其中比较著名的有美国的东得克萨斯油田的油气藏。如图7-18所示。

东得克萨斯油田位于墨西哥湾盆地西部，沙滨隆起的西侧，上白垩统乌德宾组砂岩超

覆沉积在下白垩统不整合面上，向东的上倾方向又被其上不整合接触的奥斯汀群所超覆覆盖，砂岩顶、底两个不整合面在上倾方向相交，油气聚集其中，形成地层超覆油气藏。这个油田的总可采储量为7.3亿吨，累计产油量已超过5亿吨，是美国最大的油田之一。

另外一个典型实例是委内瑞拉东部的夸仑夸尔油田的油藏，如图7-19所示。

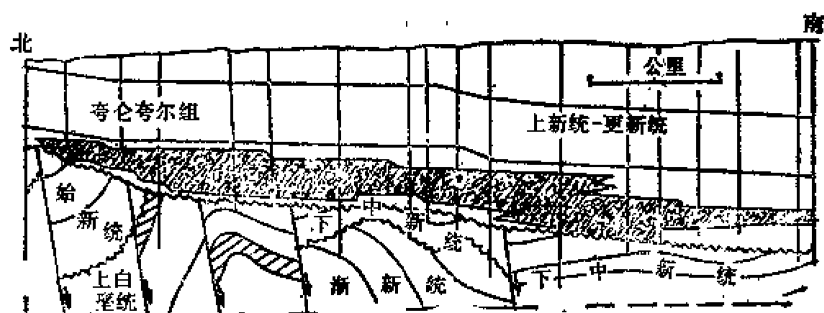


图 7-19 委内瑞拉东部夸仑夸尔油田横剖面图(据A.I.Levorsen)

该油田是南美洲的大油田之一。上新统-更新统的砂岩超覆沉积在下伏的不整合面上，其上被不渗透地层超覆覆盖，形成地层超覆圈闭条件，油气聚集其中，形成了巨大的地层超覆类型的油藏。

此外，如美国蒙大拿州的克特拜克油气藏也是很典型的地层超覆油气藏，如图9-20所示。

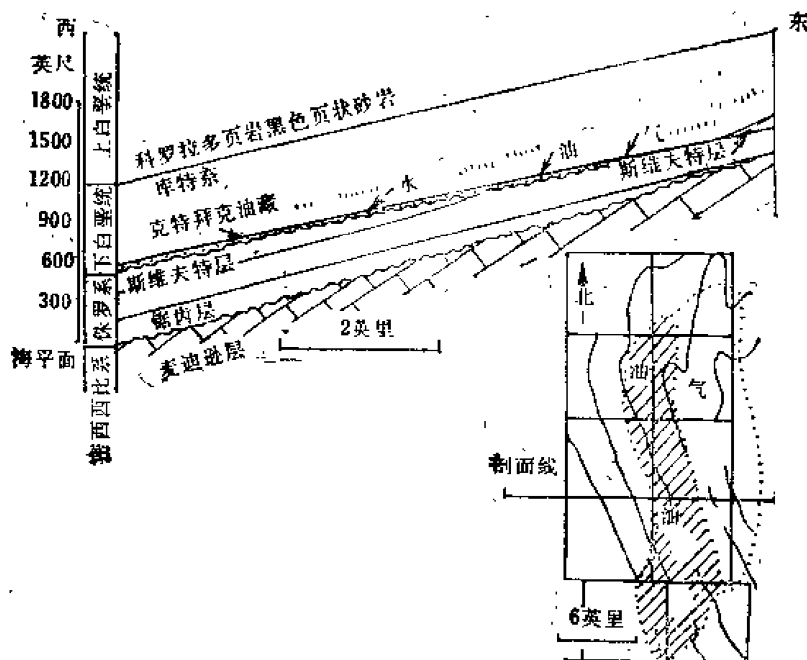


图 7-20 蒙大拿州克特拜克油藏构造图及横剖面图(据A.I.Levorsen)

该油田产油层为下白垩统的砂岩，不整合沉积在侏罗系的不整合面上，砂岩的上部又为不渗透岩层所超覆，形成圈闭条件。该油藏的含油气面积为4万公顷，估计最终产油量为8500万桶，产气量为3000亿英尺³。

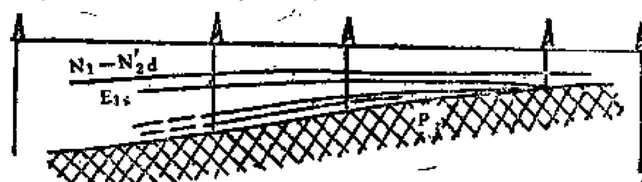


图 7-21 青海马海渐新统气藏横剖面图
(据青海石油勘探局)

我国青海柴达木盆地马海气田中的渐新统砂岩气藏是典型的地层超覆气藏，如图9-21所示。

在我国东部各沉积盆地的边缘斜坡，以及大隆起的斜坡也发现有地层超覆油气藏，但规模都不大。

第4节 生物礁圈闭及其油气藏

生物礁是指由珊瑚、层孔虫、苔藓虫、藻类、古杯类等造礁生物组成的、原地埋藏的碳酸盐岩建造。生物礁中除造礁生物外，尚掺有海百合、有孔虫等喜礁生物。不同地质时代有不同的造礁生物。

根据目前研究的结界，认为从寒武纪以前到近代的每个地质时代的地层中都有生物礁发育。

一、近代生物礁

近代生物礁目前在东印度群岛、印度洋、佛罗里达—巴哈马—西印度群岛等地区的热带海洋中，有四大类正在形成中，根据其形态及其与陆地的关系分别称为：边礁、堤礁，环礁及台礁。

(一)边礁

也称岸礁，它发育在紧靠海岸的边缘，如图7-22所示。

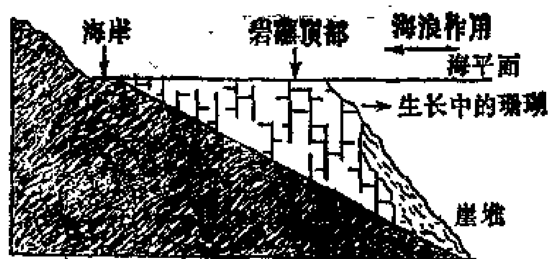


图 7-22 典型边礁剖面示意图(据A.I.Levorsen)

边礁在落潮时看起来像一个露出的大陆架或平地，宽从几英尺到1/4英里。世界上已知最长的一个边礁是在红海沿岸，连续不断地延伸达2700英里以上。该边礁大陆架主要由死亡的生物组成，但在伸入海中的斜坡上富集有活的珊瑚和其他生物。斜坡从狭窄的边礁大陆架或平台下降的坡度是很陡的。这里由各种生物造成的礁体，不断地受到海浪冲击而破坏。大部分生物碎屑则顺斜坡沉下，并由底流的作用形成一个向海倾斜的崖堆。在生物礁靠海岸那一面，通常总有一个由礁块碎屑堆积成的巨砾带。在这个带和生物礁附着的大陆岩体之间，可能还有个内缘平滩，即一个小的平底水道，其中生物的繁殖恰好能和生物的腐烂平衡。随着生物礁逐渐向海洋方面发展，这条水道便随着加深和加宽，这时边礁便

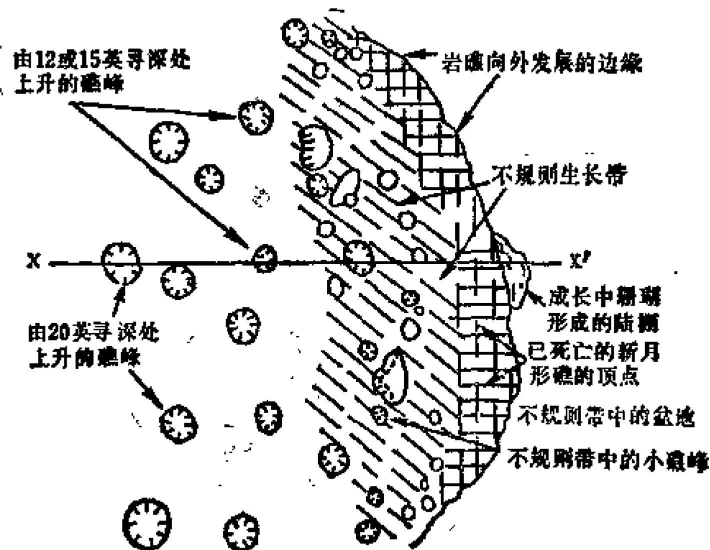


图 7-23 澳大利亚东北滨外大堤礁正在成长的近代生物礁示意图(据A.I.Levorsen)

变成堤礁而形成防波堤，保护着内缘的泻湖。

(二)堤礁

也称堡礁或障壁礁；发育于滨外，与大陆之间隔一泻湖，即发育于泻湖和海盆之间。世界上最大的近代生物礁是澳大利亚东北滨外的大堤礁。该礁向滨外延伸达30～90英里，大致与海岸平行，长达1200英里，如图7-23所示。

在剖面上，这个大堤礁呈楔形，由海岸向外加厚，其外缘形成一道大墙，有些地方高出海底1800英尺。在堤礁与海岸之间为一大泻湖，湖水经过横贯堤礁的那些狭窄水道与大海相连。泻湖底上覆盖着未固结的石灰岩碎块及大部分由有孔虫组成的碎屑沉积。

(三)环礁

基本上是一个近乎圆形的堤礁。有时围绕着一个小岛，中间隔着一个泻湖。环礁的露出部分直径一般不会超过1英里，常有好些交叉水道把它分成许多小岛，有些环礁形状是极不规则的。象这类环礁在西太平洋和印度洋很多。它们一个共同特点，就是每个环礁都是从海底上长起来的。如图7-24所示，是东印度群岛巴达维亚湾一个典型生物礁环礁的示意图。

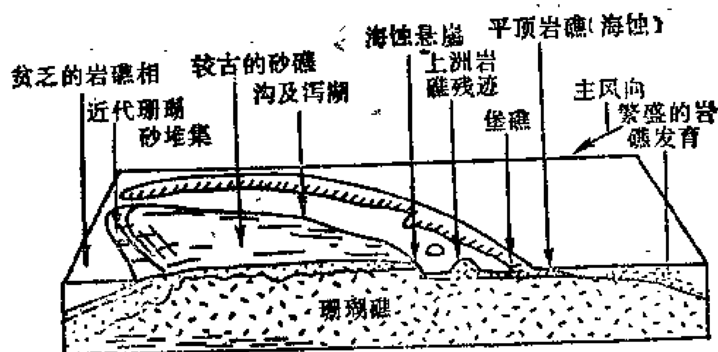


图 7-24 东印度群岛巴达维亚湾一典型生物礁组成部分示意图(据A.I.Levorsen)

特别值得重视的是堡礁，这是由生物礁碎屑被海浪冲击而经再改造所堆成的，其孔隙度及渗透率都很高。

(四)台礁

是一种全部或局部浸没在水里的孤立的小岩礁，这种生物礁并不围绕泻湖。在珊瑚繁殖的海里，这种生物礁很多；在太平洋里有许多这种浸没的生物礁。台礁又名海中山，那些平顶的深海中的海中山叫做海底平顶山。一般认为多数台礁是从前的环礁的残迹。

叙述近代生物礁的目的是为了更好的了解古代生物礁的特征，以便更进一步去认识古代生物礁的分布规律。

二、古代生物礁

世界各地都发现过古代的生物礁，特别是古生代及中生代沉积层系中的生物礁更发育些。这种生物礁有大有小，小的只有几英尺厚和几平方英尺的面积，大的可达几百英尺厚和几百英里长。最初，古代生物礁只是在地面露头看到的，后来可以在地下利用地球物理勘探方法和钻井方法去辨认它们，发现它们。

古代生物礁与现代生物礁在成因上是相似的，生物礁各部分及其岩相分布情况等都可与现代生物礁相对比。图7-25表示古代生物礁各部位及其岩相特征。

图7-25中，生物礁后面的，即泻湖方面的岩相A，包括石灰岩、白云岩、砂岩、红页岩及硬石膏等蒸发岩的互层，总称后礁相；从后礁相过渡为生物礁的主体B；生物礁前面的，即向海一侧，紧靠生物礁的岩相为石灰岩及砂岩和生物礁碎屑，称前礁相C；再向前向海方向则过渡为包括灰色到黑色石灰岩和页岩的岩相，称盆地相D 。

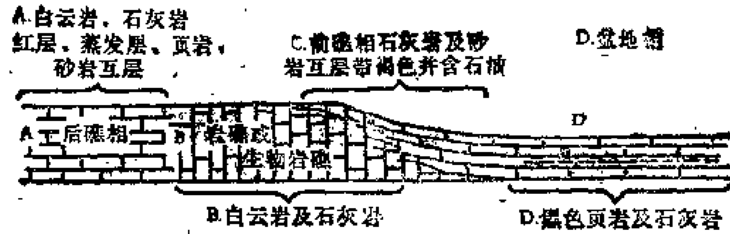


图 7-25 古代生物礁的各部分及其岩相分布特征示意图（据A.I.Levorsen）

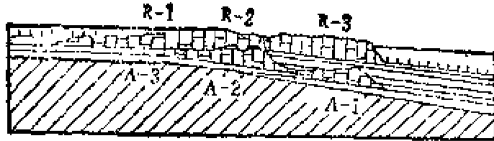


图 7-26 海进时沿海岸线形成的礁体A-1，A-2、A-3；海退时沿海岸线形成的礁体R-1，R-2、R-3；示意图（据A.I.Levorsen）

有些地区，在一个厚的岩系之内的不同高度及不同层位上，常同时发现古生物礁，形成一个复合生物礁体。这种情况是由于在这些适于造礁的地区海进与海退交替造成的，如图7-26所示。

只要造礁生物发育，无论在海进或海退的条件下，都能造成生物礁，只是在海退时，随着海水退却，合适的造礁条件向海盆中心转移，生物礁向海盆中心方向发展；海进时，随着海水加深，合适的造礁条件向海岸方向转移，生物礁块向着海岸方向发展。

从油气藏形成的条件分析，以生物礁块主体和前礁相最为有利。首先是这两个带具有丰富的油气来源，除其本身具有良好的生油条件外，大量的油气可以从其相邻的盆地相中运移来。其次是这两个带的储集条件好，生物礁本身原生孔隙和次生溶洞都很发育，前礁相也同样具备这个条件。勘探实践也证明，油气主要都是集中在这两个岩相带中。

三、生物礁油气藏实例

在世界各地，不同地质时代的生物礁中，发现了丰富的油气资源。根据目前已有的资料，自古生代的志留纪至新生代的中新世，都发现有生物礁油气藏，其中以志留纪、泥盆纪、二叠纪、白垩纪和第三纪的生物礁油气藏更为重要。从分布的地区看，生物礁油气藏分布的重要地区有加拿大西部的阿尔伯塔盆地、美国的二叠盆地、苏联的乌拉尔山前坳陷、墨西哥湾盆地（包括墨西哥及美国两部分，其中以墨西哥部分更重要。）、中东的波斯湾盆地、利比亚的锡尔特盆地以及印尼的萨拉瓦蒂盆地等。在这些盆地中，生物礁油气藏常成带分布，形成丰富的产油气区。

生物礁油气藏在世界石油储量中占很重要的地位，据M.T.哈尔布特等统计，世界上生物礁型大油田的总储量达43.4亿吨，如表7-1所列。

加拿大的油气产量约有60％产自生物礁油气藏，墨西哥全国石油产量70％产自生物礁油气藏。随石油勘探方法和手段的进展，生物礁油气藏日渐增多，它们的重要性也将日益增长。下面简要介绍几个比较重要的生物礁油气藏，以便进一步了解这种类型油气藏的形成条件及其特点。

(一)黄金巷环礁带油田

位于墨西哥坦皮科湾，该环礁带分三部分：圣伊西德罗以北称老黄金巷，其东南陆上部分称新黄金巷，海上部分称海上黄金巷。如图7-27所示。

表 7-1 世界主要生物礁大油田

油田名称	所在盆地	时 代	可采储量（亿吨）	油田名称	所在盆地	时 代	可采储量（亿吨）
基尔库克	波斯湾	始-渐新统	20.5	老黄金巷	墨西哥湾	白垩系	1.93
默班-布哈沙	波斯湾	始-渐新统	4.1	天鹅丘	阿尔伯塔	泥盆系	1.33
波扎-里卡	墨西哥湾	白垩系	3.8	雨虹	阿尔伯塔	泥盆系	1.0
迪法	锡尔特	白垩系-古新统	2.74	红水	阿尔伯塔	泥盆系	0.96
英蒂萨D	锡尔特	古新统	2.6(地质)	达赫拉-霍夫纳	锡尔特	古新统	0.93
英蒂萨A	锡尔特	古新统	2.5(地质)	凯杜克-乌德宾	阿尔伯塔	泥盆系	0.70
斯库瑞-斯奈德	二叠盆地	宾夕法尼亚下二叠统	2.5				

整个黄金巷环礁带呈椭圆形，长轴为北西-南东向，长约150公里，宽约70公里；陆上分支向西凸出呈弓背状，长达180公里，礁的宽度一般为2公里。该油田以拥有三口万吨高产油井而闻名，其中一口名为赛罗·阿泽尔4号井初产量达3.7万吨/日，为世界单井日产量最高的油井。从50年代中期开始，到1968年为止，陆上已发现50多个生物礁油田，海上发现20多个油气田。勘探工作尚在继续进行中。

黄金巷带产油的生物礁为中白垩统的埃尔·阿布拉礁，最大厚度为1467米。是以厚壳蛤类骨骼为主的生物灰岩，并混有瓣鳃类、腹足类、珊瑚等化石，由碳酸盐胶结而成。前礁相为礁麓角砾岩组成，含大量厚壳蛤和瓣鳃类化石；后礁相为泻湖相沉积，由厚壳蛤灰岩及夹有块状石灰岩的硬石膏组成。从前礁相向西则变为半深水盆地相的碳酸盐岩沉积。如图7-28所示。

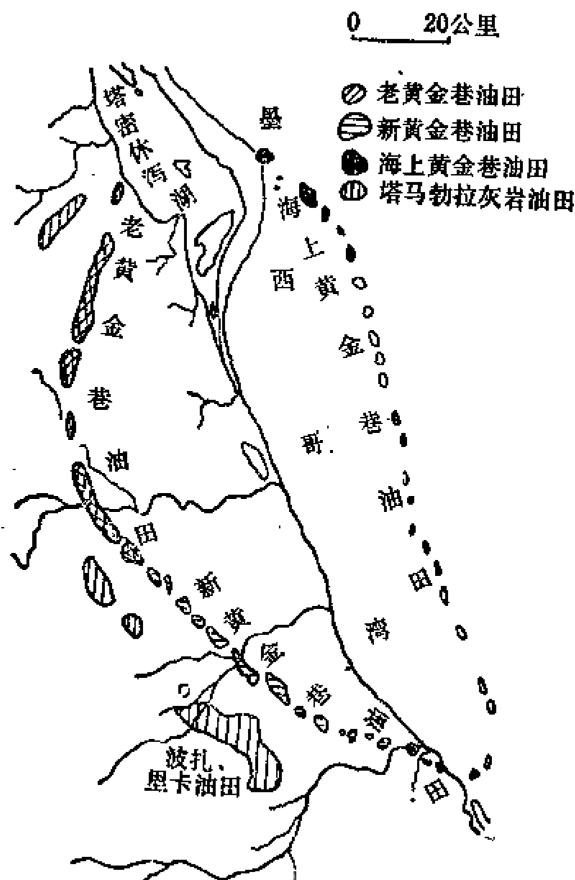


图 7-27 黄金巷油田及波扎-里卡油田平面位置图
(据《Geology of Giant Petroleum Fields》)



图 7-28 黄金巷埃尔·阿布拉礁横剖面图
(据A.I.Levorsen)

环礁带陆上部分的油气，一般产于礁的顶部，由于孔隙、溶洞极发育，所以储集性质很好，礁上部为第三系泥质岩所覆盖。油藏高度大约500～600米以上，产油能力极高；产油层的埋藏深度在西北部为500～800米。埃尔·阿布拉礁直接为渐新统泥岩所覆盖，向东

南方向埋藏深度增达2250～2500米。石油的比重也随埋藏深度增加而减轻，在北部的赛罗·阿泽尔油田石油比重为0.92，而东南海上的阿统油田石油比重只有0.816，含气量也相应增加。主要生油层认为是海相侏罗系、环礁东南方向盆地相的白垩系以及下第三系都具有良好的生油条件。据不完全统计，整个黄金巷环礁带，到1967年为止已产油12.5亿桶以上。

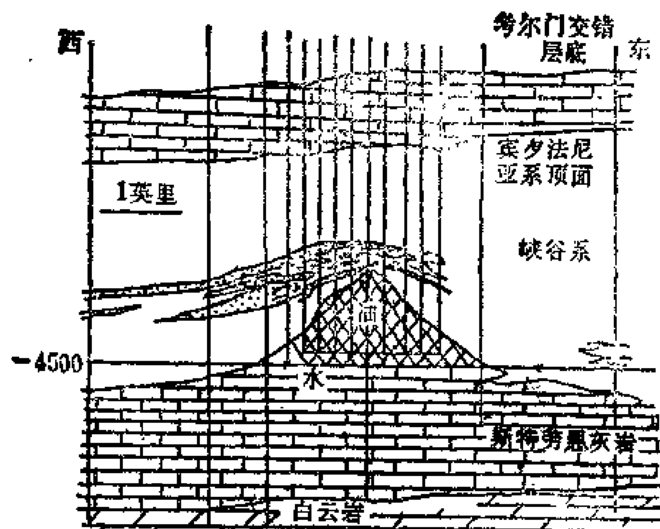


图 7-29 得克萨斯州西部斯库瑞-斯奈德生物礁区北斯奈德油藏剖面图（据A.I.Levorsen）

（二）斯奈德生物礁油气藏

该油藏位于美国得克萨斯州西部斯库瑞-斯奈德生物礁区，该生物礁块长23英里，宽4～8英里。该生物礁是由在同一地方生长、死亡和埋藏起来的生物的坚硬部分构成的。礁体本身是介壳碎屑、灰质泥及灰质砂等混合物，并由方解石胶结物胶结起来。孔隙的大部分为溶孔。该生物礁油藏的典型横剖面如图7-29所示。生物礁属上石炭统，生长在宾夕法尼亚系施特劳恩灰岩底盘上。生物礁上部的砂层略显背斜形态，这可能由于压实作用不均衡造成的，而到更接近地面的浅处，则见不到任何显示。

该生物礁油藏含油面积约295公里^2。可采储量达1.6亿吨以上。

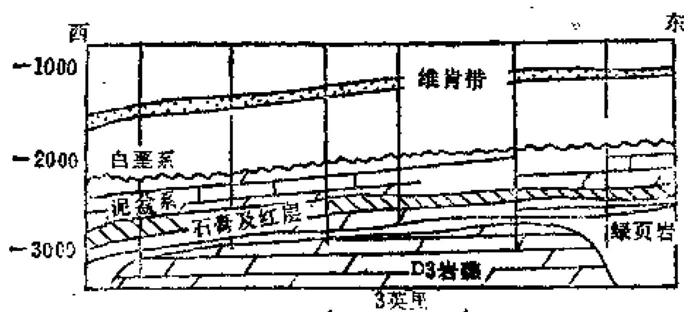


图 7-30 加拿大阿尔伯达的勒杜克生物礁油藏横剖面图（据A.I.Levorsen）

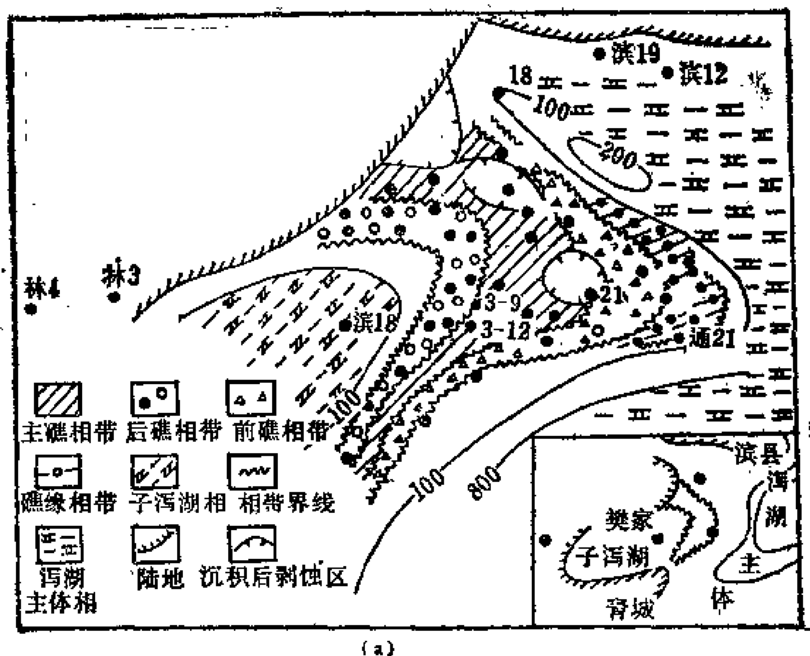
（三）勒杜克生物礁油藏

该油藏位于加拿大西部阿尔伯达地区，生物礁属泥盆系，如图7-30所示。

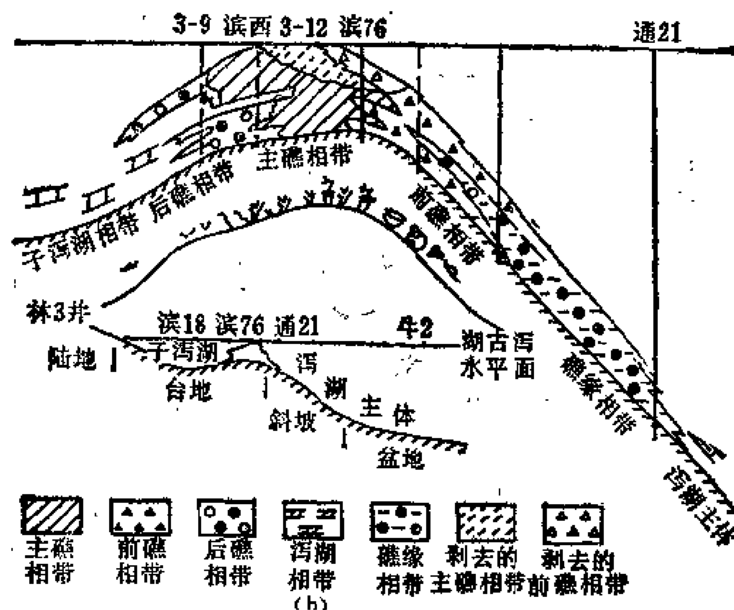
四、济阳坳陷平方王油藏及湖北建南生物礁气田

我国渤海湾油区济阳坳陷东营凹陷中滨南平方王地区下第三系明化镇组油藏属生物礁块类型的油气藏，如图7-31所示。

济阳坳陷滨南平方王油田生物礁块分布面积约100多平方公里，属滨海泻湖相生物礁灰岩，最大残余厚度达49.5米。地层时代为早第三纪始新世明化镇组。该油藏已有四口井日产油量达1000吨以上，是高产油气藏。现在已有大量资料说明该地区是海水侵入滨海盆地形成的泻湖环境。目前发现的主要造礁生物有两种：一种为绿藻，定名为中国枝管藻。细管直径一般为0.1～1毫米左右，群体呈丛状、树枝状、紧密共生；另一种主要造礁生物属环节动物门，多毛类、管栖目龙介虫科、龙介虫属，而现代龙介虫礁正好见于泻湖环境。此外，尚有中国软管藻、中国古刚毛藻、弯管虫等与其共生，表明它们已在适应泻湖



(a)



(b)

图 7-31 济阳坳陷滨南平方王油田生物礁块油藏平面图及剖面图（据胜利油田）

环境上达到了统一。

造礁生物以复礁体为特征。所谓复礁体，就是随着时间推移，由许多小礁体以各自不同的相带，相互叠置而组成。其岩性极为复杂。平方王复礁体纵向上微相变化明显，类似的微相“重复”频繁，单礁体规模小。横向上岩性变化大，300米左右的井距，不能进行岩性划分对比，岩相具有明显的过渡性。整个岩体具有储集性能好的特点。

从总体来看，平方王复礁体是一个由杜店，经平方王到于家庄的弧形堤礁。西为礁后泻湖（子泻湖），东为广阔滨海泻湖主体。复礁体各相带及邻近相区特征为：A.主礁带。以龙介虫、中国枝管灰岩相为特征，典型岩石类型主要由中国枝管藻管体组成的藻白云岩，有时是富含介形虫和龙介虫管组成的虫管藻团粒白云岩。此外，还有富含藻的介形虫

灰岩、白云岩。作为主要造礁生物的中国枝管藻细管之间可以形成骨架孔隙，填以介形虫及碎片，溶孔发育，连通性好。作为次要造礁生物的龙介虫虫管，直径4～6毫米，管壁厚1毫米左右，管内经常充填大量介形虫（南星介），因管壁由文石组成，很易溶解，有的仅保留管内充填物。该相带岩石多经白云岩化，反映沉积时可能有一侧盐度偏高。该带宽度是复礁体中最大的，一般4公里左右，岩石孔隙性可达38.5～42.5%。主要为骨架孔隙、体腔孔隙及次生溶孔。B.后礁带。以藻屑隐晶灰岩、白云岩相为特征，除代表性岩石藻屑白云岩外，还有介形虫白云岩，含生物碎屑白云岩。该带处于主礁体靠近子泻湖一侧，分布范围较为狭窄，一般2公里左右。孔隙度随颗粒含量高低而变化，一般在7～20%之间。C.前礁带。以角砾状隐晶灰岩为其特征。主要为角砾状灰岩、生物内碎屑灰岩、岩石中颗粒含量在70%以上。颗粒类型多，主要为各种钙质内碎屑，偶见厚几厘米的泥岩夹层。生物总量向上增多，一般20～40%。该带处于主礁向盆地主体一侧陡峭斜坡带的上部，宽度几乎与主礁带相等。该带孔隙度可达10～15%，主要为粒间溶孔及粒内孔隙。前礁与盆地之间存在一个过渡带，可称之为礁缘相，可以看作是前礁带向盆地的延伸。D.子泻湖相。以薄壳介形虫纹层白云岩为代表，所谓子泻湖是指在总的泻湖环境中，分割出来的更加封闭的水域，此处为礁后泻湖。主要岩石类型为隐晶碳酸盐岩，含泥质微晶灰岩，白云岩、铁白云岩、泥灰岩等。生物数量少，种类单调，一般小于5%。说明其环境是不宜生物生长的滞流环境。E.盆地主体相。以灰质泥岩特别发育为其特征。位于礁缘带以外、凹陷主体部位。该带与子泻湖一样，都已不是礁的范围了。

综上所述可看出：平方王地区的礁体是一个不对称的复式堤礁。主礁带、前礁带宽度相当，后礁带狭窄，水介质东淡西咸。这说明虽是泻湖，礁体前后水文状况和介质条件还是差异显著。东边水域广阔，水体活跃，盐度相对较低，宜于生物生长，西边恰好相反。以主礁带储集性能最好，前礁带、后礁带稍差。这是因为除了礁灰岩本身的特性外，礁体形成期间的小间断也为早期淋滤提供了很好的条件，特别是始新世明化镇组末期的剥蚀，由于削去了堤礁的顶部，致使主礁带厚度不全，且为明化镇组次生孔隙的发育，创造了极为有利的条件。

湖北建南生物礁气藏属川东断褶带石柱复向斜内的建南构造北高点。生物礁发育于上二叠统长兴组中段（长二段），礁体高156米，面积约15平方公里，造礁生物以海绵、层孔虫、苔藓虫、蓝绿藻为主 属障积—粘结型生物礁，成群分布于川东、鄂西开阔台相区边缘。礁灰岩色浅质纯，礁相区为灰—浅灰色，酸不溶物平均4%左右，非礁相区岩石颜色为深灰—黑灰色，酸不溶物平均为16～17%。

建南长兴组生物礁的演化可分为四个阶段，如图7-32。成礁初期(早深滩期)，厚22～28米。生物多为碎屑并具定向性，平均生物含量高达54%，但造礁生物少，仅占11.5%。生物门类以水螅、棘皮、软体较多，次为绿藻、有孔虫及海绵。

主要礁生长期：厚84～87米。此期沉积物中的生物特点是：下部以蓝绿藻为主，海绵次之，蓝绿藻常包覆海绵生长形成粘结岩；上部则以树枝状、块状的海绵、层孔虫、苔藓虫占优势。岩石中平均生物含量43～49%。其中造礁生物34～36%，占生物总数的75～80%，组成骨架岩或粘结骨架岩。由于造礁生物的大量繁殖，快速生长，使得沉积速度与沉降速度十分接近，形成了时而暴露时而沉积的极浅水环境，因而在生物灰岩中夹有数层溶孔云岩。云岩具残余生物结构。

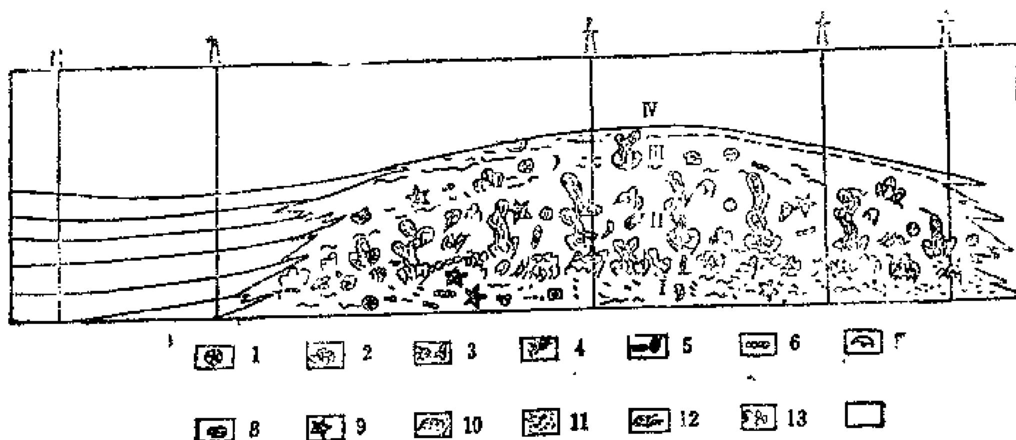


图 7-32 沿构造轴线礁剖面示意图（据江汉石油管理局）
Ⅰ—成礁初期；Ⅱ—主要成礁期；Ⅲ—断续成礁期；Ⅳ—礁衰亡期
1—藻类；2—海绵；3—叠层石；4—珊瑚；5—有孔虫；9—海百合茎；7—水螅；
8—蜓；9—棘皮；10—层孔虫；11—生物碎屑；12—苔藓虫；13—腹、腕、瓣、介

断续成礁 ：厚度32～37米。此期海水相对较深，其中造礁生物13％占总数的36％，泥晶基质含量增多，形成障积岩。

礁衰亡期：厚度7.5～20米。随着海水不断加深，不再适于造礁生物的生长，岩石中生物以绿藻、有孔虫为主，其总量减少为22％，礁体最终消失，进入长兴组长三段盆地相沉积。

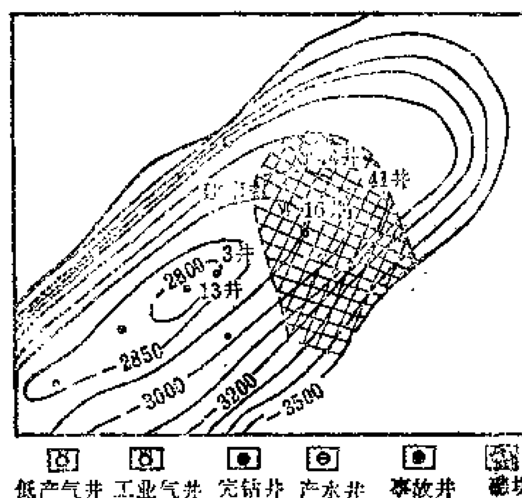


图 7-33 建南气田北高点长二段生物礁分布示意图（据江汉石油管理局）

建南气藏圈闭类型为礁灰岩岩性圈闭，气、水分布受构造因素的控制。在构造高部位产气，不产水；构造低部位产水。礁灰岩的结构构造是不均匀的，它具有孔、洞、缝多种储渗空间。据岩芯薄片观察，其孔隙类型有：骨架孔、体腔孔、藻架孔、铸模孔、粒间孔、粒内孔、溶蚀孔及晶洞、裂缝孔隙。作为主要储集空间的溶蚀孔和晶间孔发育于细—中晶白云岩中，孔隙度最高可达14.6％，平均为3.89％。并发育大量的裂缝将各种孔、洞连通起来，形成良好的渗滤系统。主要产层为次生白云岩。白云化程度高达80％以上时，孔隙度急剧升高，成为主要的产气层段（图7-33，图7-34）。

在一个地区内，第一个生物礁的发现常常是偶然的，因为不像寻找构造圈闭那样容易辨别。虽然生物礁也能引起构造异常，其中有些可以用地球物理方法测出。但是，这些异常一般都非常小，不能充分说明有圈闭存在。因此，在一个没有发现过生物礁的地方，通常还不能根据这种异常得出完全准确的判断。但是，在一个曾找到过一个生物礁的地区，一般总可以找到另外的生物礁。因为生物礁很少是孤立的，它们总是成群成带地分布，而且在很多地方总是和古海岸线有关。所以，当在某地区找到一个生物礁时，就应该在附近地方作进一步的探索，以便发现更多的生物礁。根据目前对生物礁油气藏的认识水平，也

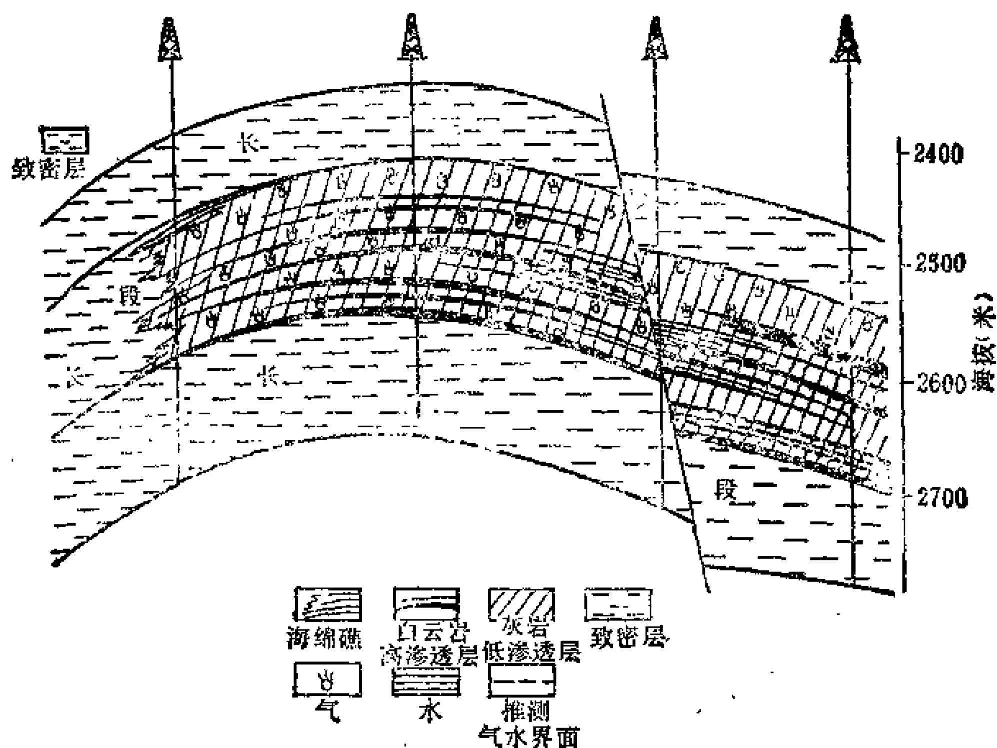


图 7-34 建南气田长二段气藏横剖面图（据江汉石油管理局）

可以在未发现生物礁的地区，在资料比较充分的基础上，进行勘探。由于大量生物礁油气藏的发现，特别是由于它们常为高产大油气藏，因此，生物礁引起石油地质工作者的特别重视。

上述四大类地层油气藏是比较重要的油气藏。此外，还有一些比较次要的油气藏，如沥青塞封闭油气藏、冻结型油气藏等，它们也是属于地层类型的油气藏。由于它们是比较个别的，这里就不再进一步详细讲述了。

第八章　温度、压力与油气藏形成的关系

任何物质都不能脱离时间和空间而存在，油气藏亦然，它总是处在一定的自然环境里。在油气生成和油气藏形成及保存的全过程中，地下温度和地层压力都是重要的能源。在石油有机成因理论的近代发展中，认为有机质向油气转化是一个热降解过程，温度的作用就显得更加突出。由于自然界总是在不断发展变化的，随着地下温度、压力的改变，岩层孔隙的容积，特别是其中所含流体的体积和相态也会产生相应的变化，圈闭内油气聚集的平衡状态就会遭到破坏，油气重新运移，或在新的条件下达到新的平衡状态，形成次生油气藏；或运移至地表逸散。可见油气藏只不过是油气在一定条件下所呈现的相对平衡状态而已，平衡是相对的，不平衡是绝对的。油气藏勘探及开采的大量实践证明，温度和压力在油气生成、运移、聚集、保存以及开采过程中都起着极为重要的作用。所以，研究地下温度和地层压力在油气生成及油气藏形成全过程中的作用，不但具有明显的理论意义，而且对于油气藏的调查、勘探及开采都有着重要的实际意义。

第1节　地下温度及古地温的测定

一、地下温度及其来源

深井温度升高、地下流出温泉及火山喷出炽热物质，都表明地下是热的。在地表上层（深约20～130米）之下，地温随深度而有规律地逐渐增加，即每加深一定深度便升高一定温度。现将深度每增加100米所升高的温度，称为地温梯度（或地热增温率），以°C/100米表示。

地下温度可由井温测量得知。但是，由于泥浆散热性能及岩石导热率等因素的差异，使测出的井温资料不能完全代表真实的地下温度。为了计算近似的真正地下温度，可对同一深度进行多次井温测量，利用经验方程式求出真正的地下温度：

$$\frac{T_f(t_2-t_1)+T_1t_1+T_2t_2}{T_2-T_1}=\frac{T_f(t_3-t_1)+T_1t_1+T_3t_3}{T_3-T_1}$$

式中　　T_f——真正的地下温度（即平衡温度）；

T_1、T_2、T_3——各次测井时的井底温度；

t_1、t_2、t_3——各次测井时泥浆循环停止的时间，小时。

在大多数井内，由于泥浆温度低于井底地下温度，井温测量记录的温度常常比真正的地下温度低－1.11～26.67°C（30～80°F）。在有采油温度资料的油气田，可以利用采油温度来校正电测温度。图8-1为尼日尔河三角洲一个海上油田的温度-深度关系图[37]，对任一特定深度而言，采油温度都高于电测温度。根据12个海上油气田的井温资料进行分析，在同一深度3050米（10000英尺）处采油温度与电测温度之间的差值平均为22%，并将这个平均值作为校正系数，在尼日尔河三角洲对没有采油温度的所有油气田，将3050米（10000英尺）深处的电测温度校正为真正的地层温度。图8-2即为另一海上油田电测温度校

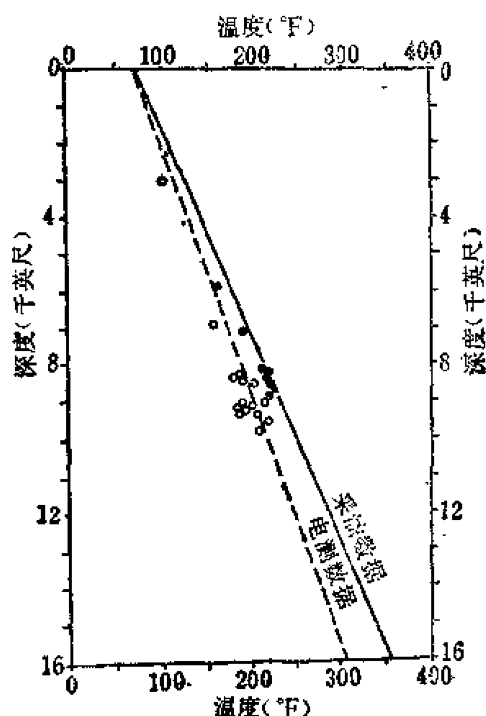


图 8-1 尼日尔河三角洲一个海上油田的温度—深度关系图

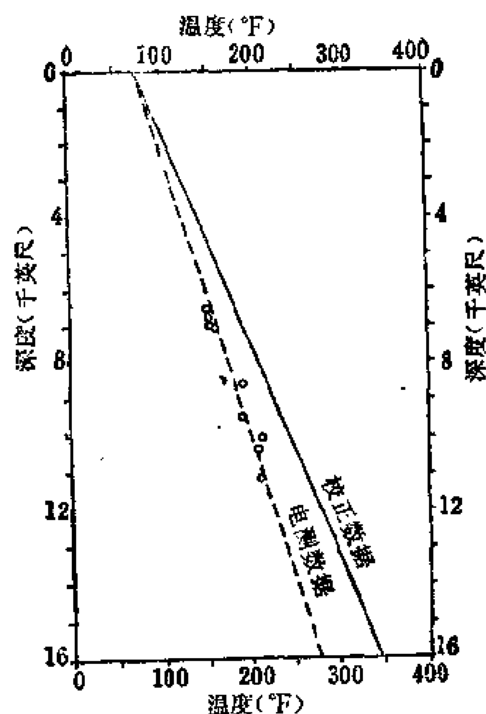


图 8-2 尼日尔河三角洲另一海上油田的温度—深度关系图(电测温度被校正为真正的地下温度)

正为真正地下温度的实例。当然，在不同地区不同深度校正系数的大小会有出入，需要自行总结经验数据。1974年在阿拉斯加州斯万逊河油田采用类似方法将电测温度资料进行校正，获得了真正的地下温度。

取得真正的地下温度资料后，即可计算地温梯度

$$\alpha = \frac{T_H - \alpha_0}{H}$$

式中 α——地温梯度，°C/100米；

T_H——在井深H米处的井底地下温度，°C；

α_0——年平均地面温度，°C。

虽然，在任何一口井眼内地温梯度大致不变，但是，在地球的不同地区地温梯度并不相同，可从0.9°C/100米～5.2°C/100米。在火山地震区和山区还要大，这些地区的地下深处多有较高的地热源；另一方面也与岩石的导热率❶有关，一般说来，岩石的导热率按下列顺序递增：疏松干岩石、煤岩、粘土岩、砂岩、碳酸盐岩、盐岩、变质岩及岩浆岩，在同一热源下，导热率小的地区地温梯度较高。几种物质的导热率列入表8-1。各地区地温梯度的变化可视为具有不同导热率的各种热源综合的结果。一口井或同一地区几口井内地温梯度的变化，最好解释为它们所穿过的地层导热率不同所致。

地壳上层10公里内的热能可能来自地核里的热源，包括岩浆冷却、放射性元素蜕变、地热的辐射和对流、地壳变动时的颗粒摩擦热以及渗透层内的放热化学反应等。不过，后两种热源多为暂时的和局部的。

近代板块构造学说强调沿巨大断裂谷系的热流及火山活动，沿沉积盆地的边界大断裂

❶导热率：系指在温度差为1°C时，在每秒钟内能透过厚1厘米、面积1厘米²的平板的热力，以卡为单位。

表 8-1 几种物质的导热率(据美国度量衡局公报14号)

物　质	导热率，卡 (平常温度时的近似值)	物　质	导热率，卡 (平常温度时的近似值)
玄武岩	0.0052	砂　岩	0.0055①
白　垩	0.0020	板　岩	0.0047
地壳(平均)	0.004	石　油	0.000355
花岗岩	0.004～0.005	水(0°C)	0.00120
石灰岩	0.00029	水(20°C)	0.00143
镁质碳酸盐岩	0.00023～0.00025		

①砂岩导热率数据有误，应小于石灰岩。

带常见分布许多地热点就是最好的证明。如果板块未分离，造成热膨胀接触，热流从深处上升；如果板块分离，热膨胀溢出，热液会强烈上升到地表。所以，沿着大断裂带常常出现高地温梯度。在欧洲北海根据井下资料计算地温梯度高达3.5～5.0°C/100米[44]；这里的古地温研究表明高地温梯度多在断层带附近发现，并在晚第三纪时已达到那个温度，比现在测量的地温高。

在大陆边缘的三角洲沉积发育地区，也常常出现高地温梯度。一方面这里是快速沉降区域，环绕三角洲出现许多同生断层，成为地下热液上升的良好通道；另一方面快速沉降可以埋藏巨厚页岩，特别是含蒙脱石页岩，引起欠压实作用并形成承压页岩，而承压页岩的导热率低，起着良好的隔绝作用，造成异常高的地下温度。例如，尼日尔河三角洲地温梯度高达1.84～5.47°C/100米（或1.00～3.00°F/100英尺）[37]。从河流相砂岩中低于1.84°C/100米（或1.00°F/100英尺）到近海沉积约增达2.73°C/100米（或1.5°F/100英尺），至外围三角洲连续页岩中最大值高达5.47°C/100米（或3.0°F/100英尺）[51]。

上述地温梯度高有利于沉积岩中的有机质向油气转化，所以，世界上许多大油田同高地温梯度带有关。要查明各沉积盆地不同地质时代沉积岩中原始有机质的成熟时期，必须研究这些沉积岩在地史上所经历的古地温。所以，近几年来在各国石油地质学界开始注意对古地温的研究。

二、古地温的测定

在地质历史上，岩层遭受褶皱、剥蚀以及岩浆岩活动，往往造成古、今地温的很大差别。因此，在地壳运动强烈的地区，用现今的地温梯度估价生油岩中原始有机质的成熟度是不可靠的。应该尽可能恢复古地温，探求生油岩经受的最高温度。在石油地质研究中，测定地质历史过程中沉积岩经受最高温度的方法，目前国外多借助于镜质体反射率、孢子的颜色、干酪根的电子自旋共振及自生矿物等[44,36]，通过对比这些指标与已知温度梯度的关系，或者通过实验测定反应的动力方程式来求得。

(一)镜质体反射率

在第二章已论及镜质体反射率是一种较好的成熟度指标。随着温度升高，反应时间延长，镜质体逐渐降解演化，颜色愈益加深，反射率逐步增大。可见，镜质体反射率与温

度、时间之间存在一定的函数关系，反射率的大小直接反映经受的最高温度。因此，根据沉积岩中镜质体的反射率可以估算在地质历史上经受的最高古地温。由图8-3可以看出镜质体反射率与温度、时间之间的关系，它既可表示在恒温下加热一定时间所得到的反射率值，也可反映在同一时间内温度变化所造成反射率值的差别。于是，对已知地质时代的沉积岩，测定出其中所含镜质体的反射率后，就可以推算其所经受的最高古地温。

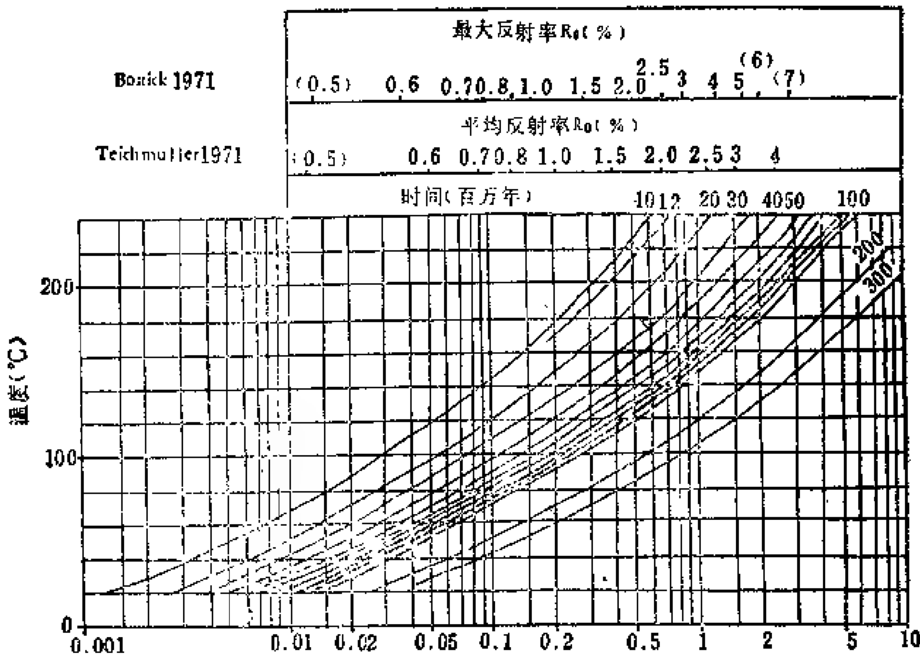


图 8-3 镜质体反射率与温度、时间的关系图（据B.S.科珀，1977[44]）

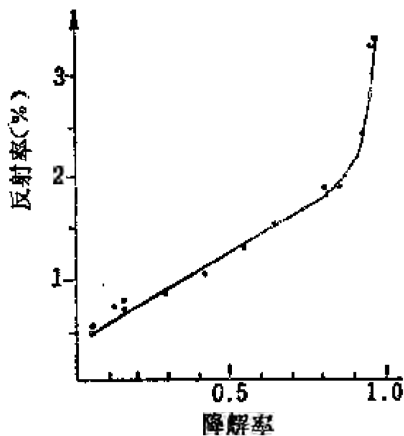


图 8-4 镜质体降解率与反射率的对应曲线

由于在热演化过程中，镜质体的降解程度与反射率的增加是一致的，因此也可以通过电子计算机模拟得出各地区镜质体降解率与反射率的对应关系曲线（图8-4）。然后，系统测定探井中岩石的镜质体反射率，由图8-4得出相应这些反射率值的镜质体降解率，代入阿伦纽斯方程式即可求出地下古地温。

$$T = \frac{E}{R \cdot \ln(A/K)}$$

式中 K——镜质体降解率；

T——绝对温度；

其他符号见第二章。

(二)孢子的颜色

这是一种简便快速的方法。随着沉积物埋藏深度加大，其中所含的孢子、花粉、藻类等等有机物在热演化过程中颜色逐渐加深，具有不可逆性。因此，根据孢子的颜色及有机质的热变指数，也可以反过来求得所经受的最高古地温。图8-5表明随温度升高孢子颜色的变化情况，并加注孢子颜色指标和热变指数。这个方法在北美、西欧及其他地区已得到

广泛应用，并且证明同煤的牌号及镜质体反射率的资料非常吻合。

（三）干酪根的电子顺磁共振（ESR）

第二章已指出利用电子顺磁共振波谱仪测定的自由基含量，可作为一种衡量有机质成熟度的指标，它也可以反映沉积物所经受的最高温度。

在干酪根的芳香烃结构中，苯环的共轭键可以产生稳定的自由电子。干酪根中自由电子的数量和分布决定于苯环的数目及相关位置。如果干酪根样品处在微波轨道中和磁场影响下，能够改变成特殊的磁场强度，自由电子会发生共振，并改变微波频率。利用波谱仪能够测定自由基含量/克（N_g）、共振点的位置（g）和信号的宽度（W）。在干酪根的成熟过程中，这些参数都会显示出是逐渐变化的。利用现代沉降盆地的井下温度，能够对比最高温度下的N_g和g值，并可推广应用到古代沉积岩。

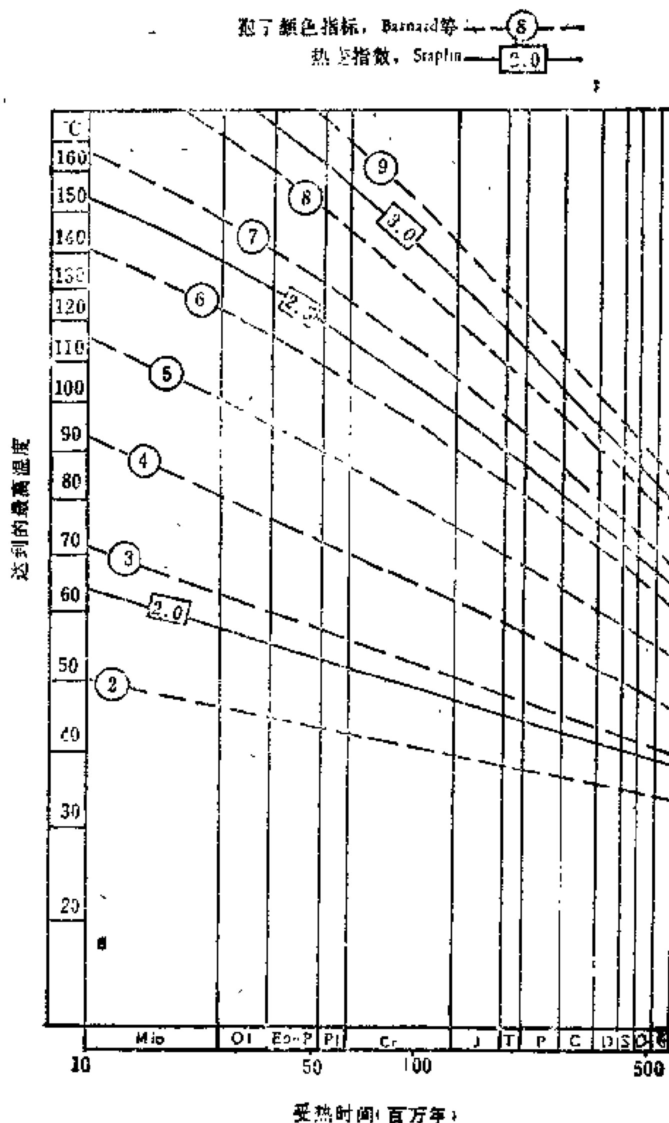


图 8-5 孢子颜色、热变指数与温度的关系[44]

这个方法有一定局限性，关键在于干酪根的成分。腐殖酸和腐殖化的木质素含苯属化合物及氧都较多，很可能给出不一致的N_g和g值；惰质体也能给出很强的ESR信号，好象被改造过的有机质，造成误解。但是，这个方法已成功地应用于墨西哥湾、东南亚及其他一些地区，这些区域的正常海相沉积中含有以腐泥质和镜质体为主的干酪根。普赛（Pusey W.C.Ⅲ）[74]在研究墨西哥湾地区的中生界和第三系地层时，能够表示超过现时温度的最高古地温，并能估算上升后的剥蚀作用或历史上的较高地温梯度。应用这个方法在北海北部也指明了历史上较高的地温梯度，尤其是在断层带附近、此外，这个方法操作快速、使用样品少，也是它的优点。

（四）自生矿物法

沉积岩中的自生矿物受周围环境影响会发生不同的变化：碳酸盐类及硫酸盐类矿物易受化学因素的作用；而粘土矿物、沸石、二氧化硅三种矿物系列的演变则同温度、压力及反应时间等物理因素密切相关，不可逆转。因此，可以应用粘土矿物、沸石、二氧化硅这三种矿物系列来研究古地温[36]。这些系列矿物转化的温度范围如下：

粘土矿物系列　蒙脱石$\xrightarrow{101°C}$蒙-伊混合层$\xrightarrow{137°C}$伊利石；

沸石系列　火山玻璃$\xrightarrow{56^{\circ}C}$斜发沸石$\xrightarrow{116^{\circ}C}$方沸石和（或）片沸石$\xrightarrow{138^{\circ}C}$浊沸石和（或）钠长石；

二氧化硅系列　非晶质二氧化硅$\xrightarrow{45^{\circ}C}$低温方石英（方英石）$\xrightarrow{67^{\circ}C}$低温石英。

将沉积岩样品送实验室鉴定上述三个系列的自生矿物，综合分析所含的矿物类别，即可根据自生矿物系列的转化受古地温控制且不可逆转的原则，来判断岩样在地质史上曾经受的最高古地温。

（五）其他方法

由于有机质转化为油气是一个热降解过程，符合化学动力学定律的一级反应，因此，通过实验测定各地区不同地质时代沉积岩中干酪根的活化能、频率因子等常数后，即可代入阿伦纽斯方程式求出生油岩经历的古地温：

$$\ln t = \frac{E}{RT} - A$$

磷灰石是含铀较丰富的矿物。U^{238}能自发裂变产生自发径迹；U^{235}受热中子轰击裂变产生诱发径迹。裂变诱发径迹的密度和长度频率，不仅同矿物的绝对年龄有关，而且对地温作用非常敏感。因此，也可以通过研究磷灰石的裂变径迹来探讨古地温。用磷灰石预测古地温的有效范围约为50～150°C。

此外，用流体包裹体法也可测定古地温。流体包裹体出现在脉石矿物中，例如石英脉和方解石脉，它们也会以胶结物形式沉积在储集岩中。

总之，现在研究古地温的方法越来越多，各有优缺点。在实践中最好选用多种方法配合使用，综合分析才易获得比较理想的结果。

第2节　地层压力及其测定

一、地层压力的基本概念

储集层孔隙中的各种流体总是处于一定的压力之下，这种作用于地层孔隙所含流体的压力，称为地层压力或流体压力，对油、气藏而言，则可分别称为油层压力或气层压力。同样，也可将它们理解为油（气）藏内石油（或天然气）作用于围岩的压力。它们常以大气压或公斤/厘米²为计算单位。近几年来，国外也有用百万帕斯卡（MPa）❶为单位。由于同一孔隙系统内所有流体互相接触，它们能够随时传递压力，所以对某一种流体测得的压力，实际上就等于全部流体所承受的压力。在一般地质条件下，正常的地层压力会等于从地面到地下地层的静水压头（即静水压力）。如第四章所述，静水压力是通过水柱的单位面积重量或铅直高度来衡量，按公式

$$P = \frac{H \cdot r}{10}$$

或

$$H = \frac{10P}{r}$$

❶1帕斯卡（简称1帕）等于1牛顿/米²或10达因/厘米²，1百万帕等于10^7达因/厘米²，约为10大气压。

若地层中为其它流体，则可称为流体静压力。

地层压力随深度的增加率，称为地层压力梯度．一般说来，有两种地层压力梯度：一是静水压力梯度，即在含水层内测压点之上随深度而增加的水柱压力，静水压力梯度约为每深10米增加1大气压；另一种是动水压力梯度，它存在于有水流动的储集层中。

被井所钻开的地层中，井筒内的液柱高度就代表其地层压力的大小。在同地表连通的储集层中，在静止条件下（没有地层水的流动），地层中自由水面的压力会与地表水面的一样，都是1大气压。造成储集层同地表连通的原因，可能是储集层直接出露地表，也可能是通过断层带与地表相通。在这种情况下，储集层中自由水面的位置决定于它出露地表的海拔高程、进水量及其它因素（如蒸发、渗滤等等）。如果在地层中由于某种原因引起地层压力变化，那么它们必然会反映到这个储集层中自由水面的位置。在静止条件下，这个储集层中的压力永远不会高于液柱压力，这个液柱高度受储集层出露地表（或同地表连通的断层）的高程所控制。

假设同一储集层被若干口井钻开，层内没有水的流动，则不论这些井钻开储集层的构造部位如何，所有井内的液面都会处于同一海拔高度。连接这些液面的平面，称为测压面。如果这个储集层的测压面是水平的，那么这一系统是处在静水压力的均衡状态下，地层水是静止的；若测压面呈倾斜状，则该系统处于水动力作用下，地层水是流动的。

在特殊的地质环境里，超过静水压力的地层压力，称为异常高地层压力（超地层压力）；而当地层压力低于静水压力时，则为异常低地层压力（低地层压力）。近十年来，随着世界油气勘探的进展，发现高、低异常压力带越来越多。美国南路易斯安那的巴约-卡林湖砂区[3]是著名的异常高地层压力和地层温度带，在产油、气的构造高点及向斜圈场低部位都以地温高为特征，也都是异常高地层压力带的顶点所在，这里的地温梯度可高达2.78°C/30米（5°F/100英尺），而静水压力带的正常值只有0.56°C/30米（1°F/100英尺）。这些具有异常高地层压力带顶点的构造都是烃类聚集的分布场所。在澳大利亚西北大陆架丹皮尔（Dampier）坳陷的白垩系和侏罗系地层中，也可以见到异常高地层压力带呈区域性分布[70]，若未预先采取措施，在钻井过程中钻遇异常高地层压力带时容易酿成井喷事故。与此相反，在另一些地区则发现了异常低地层压力带[48]，例如加拿大阿尔伯塔州的维京砂岩、美国新墨西哥和科罗拉多州的三江盆地及其他低压油气田，都表明很多大气田形成于非构造封闭、具异常低地层压力的向斜盆地翼部，如圣胡安、瓦滕伯格、胡哥顿、莫罗等。造成低压的原因可能同上覆地层被移去有关，导致岩石孔隙体积扩大和地层温度降低。

二、地层压力的来源

世界各国发现的油气层多深埋在地下数百至数千米深处，因此，其地层压力主要有两个来源：一为上覆岩层重量（岩石平均比重为2.0～2.3）造成的岩石压力；一为地层孔隙空间内地层水重量造成的水柱压力。

岩石压力主要为岩层矿物颗粒的支架结构所承担，如支架坍塌，岩石压力就会将矿物颗粒挤在一起，减少孔隙空间，岩石压力遂传递到流体。因此，在一个与外界联系的储集层内，岩石压力的作用是暂时性的；而在孤立的砂岩透镜体、生物岩礁等若干与地面供水区似无联系的封闭圈闭中，岩石压力与孔隙中的流体呈弹性平衡，在这种情况下，岩石压

力的作用才是永久性的。

所以，在一般情况下，我们所说的地层压力主要是由地层孔隙内水柱重量所引起的。这是永久性压力系统内压力的主要来源。如果地层水处于静止状态，产生静水压力，这种压力的作用方向铅直向下，即在同一层内海拔高程相同的各点压力相等。当静水压力平衡遭到破坏，地层水发生流动，就产生动水压力。在自然界大多数储集层内，供、泄水区海拔不同，测压面往往呈倾斜状，在动水压力作用下，液体能够在层内流动。所以，在储集层内水对任何一点所施的总压力就是静水压力与动水压力之和，而该点的总压力梯度就是这两种压力梯度的向量和。

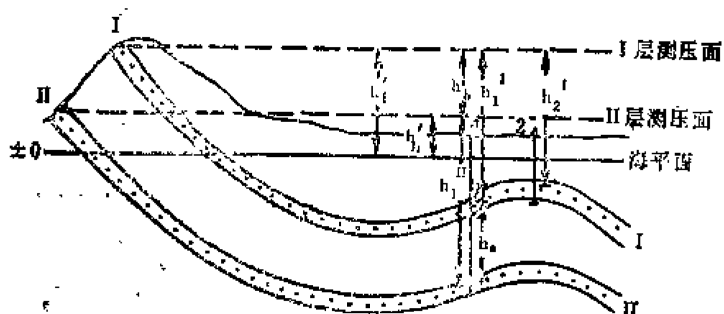


图 8-6 静水压力条件下的折算压力图解

在第四章曾经分析了在静水压力作用下，上、下不同储集层之间和同一储集层内液体运移的情况。但是，由于构造变形或地形起伏的影响，往往根据地层的绝对压力值并不能表明何处是高压区或低压区，必须根据测压面的位置才能阐明液体在层间或层内运移的方向。为此，遂提出折算压力的概念，将地层压力折算为对所选定的某一标高面的压头称为折算压头；此压头所相当的压力称为折算压力。如图8-6，若取海平面为折算平面，则对I层而言，1、2号井的静液面至海平面的高度相等，折算压头均为h'_I，因此1、2井间液体不能流动；对I、II两层而言，在1号井内的静液面至海平面的高度不同，折算压头分别为h'_I和h'_{II}，折算压头差$h'_I - h'_{II} = h_5$，即在折算压差$\frac{h_5}{10}$的作用下，液体从I层向下流往II层。

当然折算平面是可以任意选择的，为研究方便起见，油矿工作者常选油-水界面或海平面为折算平面，对不同折算平面而言，同一层的折算压力虽不同，但是确定液体在层间或层内运移方向的折算压差确相等。所以，在同一层内任一点的折算压力是由该层的测压面至折算平面的高度所决定的；如果层内液体不流动，测压面是水平的，层内各点的折算压力都彼此相等。

但是，在自然界大多数储集层中，供、泄水区的高程不同，测压面往往是倾斜的，液体在层内能够流动。于是，可将储集层内沿层理作侧向推进的水动力（从较高的压头流向较低的压头），称为动水压力，其增加率即为动水压力梯度。

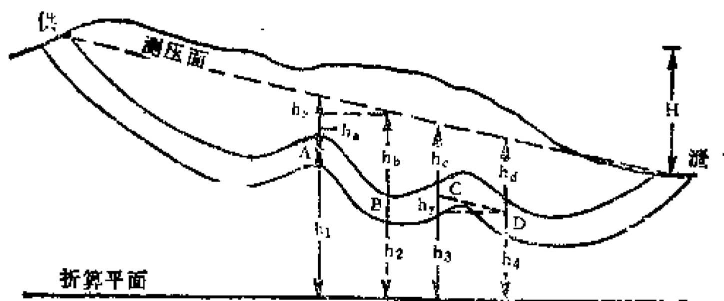


图 8-7 动水压力作用图解

地层内任一点的压力都可用水柱高度（令水的比重为1）来表示。图8-7表示储集层供、泄水区的海拔高程不同，测压面呈倾斜状，因而折算压力都沿测压面倾斜方向有规律地递减，这就决定了液体是从供水区向泄水区

流动，即从折算压力高流向折算压力低的地方，无论各点的绝对地层压力如何。例如图8-7中A、B两点的绝对地层压力

$$P_A = \frac{h_a}{10} \qquad P_B = \frac{h_b}{10}$$

$$\because h_a < h_b; \qquad \therefore P_A < P_B$$

而两点的折算压力

$$P'_A = \frac{h_a + h_1}{10}, \qquad P'_B = \frac{h_b + h_2}{10}$$

$$\because h_b + h_2 = h_a + h_1 - h_x$$

$$\therefore P'_A > P'_B$$

A点的折算压力大于B点，而前者的地层压力却小于后者；液体从折算压力大的A点流向折算压力小的B点，即从地层压力小的A点反而流向地层压力大的B点。

又如C、D两点地层压力相等

$$P_C = \frac{h_c}{10}, \qquad P_D = \frac{h_d}{10}$$

$$\because h_c = h_d; \qquad \therefore P_c = P_D$$

而两点的折算压力却不同

$$P'_C = \frac{h_c + h_3}{10}, \qquad P'_D = \frac{h_d + h_4}{10}$$

$$\because h_d + h_4 = h_c + h_3 - h_y$$

$$\therefore P'_C > P'_D$$

可见尽管C、D两点的地层压力相等，但液体仍在折算压差的作用下从C点流向D点。

所以，在动水压力的作用下，储集层内液体沿测压面倾斜方向流动，并不决定于层内的绝对地层压力，而是受折算压力的变化所控制。

除上述静水压力和动水压力是永久性压力系统内地层压力的主要来源外，在被薄层页岩隔开的不同含盐浓度的储集层之间，页岩可起半渗透薄膜的作用，浓度较低的含水层中的水可以通过页岩进入浓度较高的含水层，至后者的地层压力足以抵抗液体渗透并达到平衡为止。页岩对水是渗透的，而对水中的盐却不能，水流动穿过页岩，稀释了盐分较多的含水层，直到受到阻力才终止。所以，这种渗透力也是地层压力的一个补充来源。在“非纯净”砂岩及透镜状和渗透性变化大的地层中，这种渗透效应可能是很重要的。

此外，如温度变化、地壳运动、次生沉淀或胶结作用等，也是地层压力的某些次要来源。

三、地层压力的纵向变化及异常原因

原始地层压力通常大致接近静水压力，但是，在勘探实践中，会发现原始地层压力随埋藏深度呈现不同的变化规律，有时出现异常压力，相当于静水压力的70％以下或120％以上。如果事先未曾估计这种情况，则在钻井过程中容易造成井漏或井喷等严重事故，因此，近十几年来，许多学者都注意考察同一油田范围内或不同区域内，地层压力随埋藏深度的变化。归纳起来，可以见到三种变化特征：

(1)地层压力变化与静水压力梯度一致：地层压力随深度的这种变化规律在大多数油

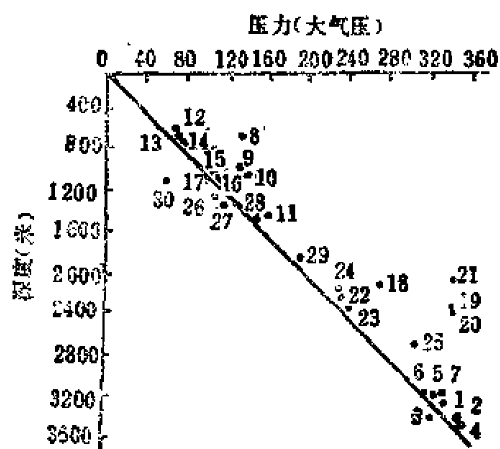


图 8-8 世界若干油田中生界原始地层压力与油藏深度的关系(据Б.А.Тхостов)

油田：1，2，3，4—苏阿特湖；5，6—冬站；7—维利查耶夫卡；8，9，10—巴腊卡耶夫；11—谢利；12，13，14，15，16，17—加兹里；18—达特赫；19，20—伊斯巴斯康特；21—卡腊布拉克；22，23，24—霍治阿巴德；25—普腊斯诺维亚；26—锡利-菲利(摩洛哥)；27—下勃列德-埃杜姆(摩洛哥)；28—下勃列德-卡塔尔(摩洛哥)；29—帕宾娜(加拿大)；30—约卡姆(加拿大)

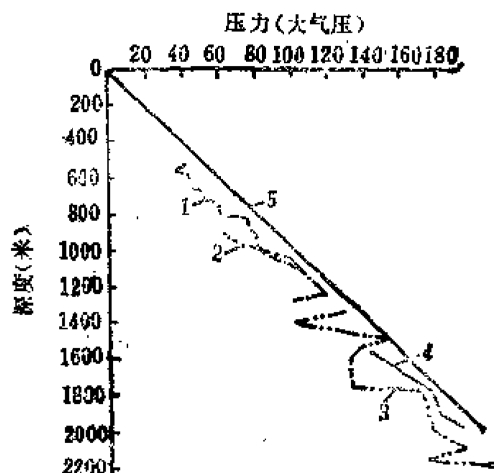


图 8-9 第三系卡拉干-巧克拉克组若干油田原始地层压力与埋藏深度的关系(据Б.А.Тхостов)

油田：1—哥尔斯卡雅山；2—十月；3—老格罗兹尼，逆掩断层下盘；4—塔什卡拉；5—静水压力

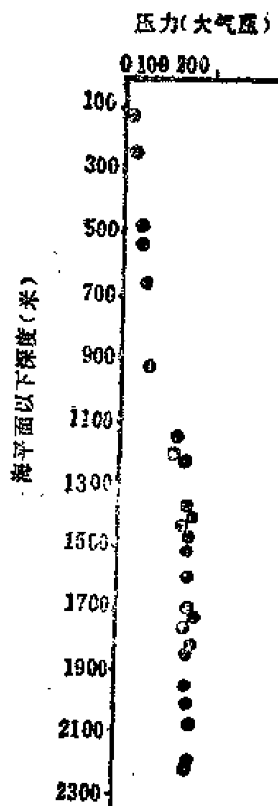


图 8-10 谢别林卡气田原始地层压力与各层顶埋藏深度的关系(据Н.А.Еременко)

田都可见到，地层压力的大小可由储集层内的液柱重量来确定。图8-8反映了世界若干油田中生界地层中油藏深度与原始地层压力的关系，多数都围绕平均静水压力梯度呈直线分布。从苏联高加索地区第三系卡拉干-巧克拉克组的压力-深度关系，在某些油田上更具体地表明一般都随静水压力梯度而变化（图8-9）。

(2)受过剩压力控制的地层压力变化：地层压力随埋藏深度沿铅直直线或比静水压力梯度线更陡的斜线而变化。这种压力分布特征在苏联谢别林卡气田非常明显（图8-10）[93]，这里所有地层，尽管埋藏深度不同，但却有几乎相同的原始地层压力。只在上石炭统最下部的A层见到正常静水压力，在气藏底部存在正常静水压力，而实测的气藏过剩压力则超过了正常静水压力。在委内瑞拉东部瓜尔诺穹窿和伊朗西南部都可以见到这类实例。

(3)异常压力引起地层压力的变化：往往在储集层的个别孤立部分出现异常高或异常低的地层压力，这多半同构造运动中的局部上升或下降有关。实测的地层压力随深度的分布，表现为比静水压力梯度线更平缓的变化斜线。美国墨西哥湾沿岸油田在2500米深度以内，油藏压力变化与静水压力梯度一致；而向更深处则出现了显著的高压异常（图8-11）。

类似的变化特征在加利福尼亚州文图拉盆地的那些彼此隔开的逆掩断块里，也可以见到这种高压异常带（图8-12）。

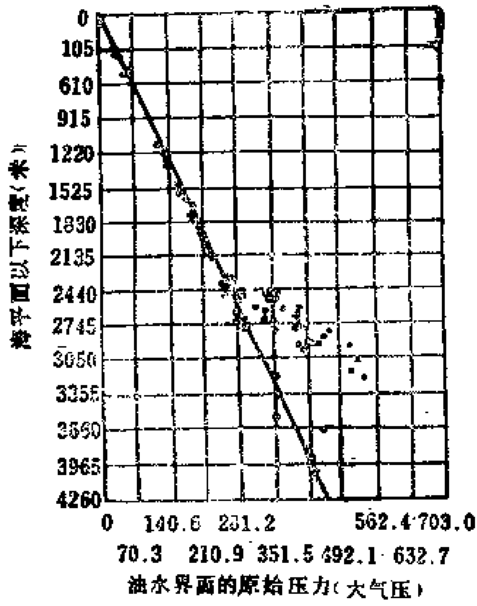


图 8-11 美国墨西哥湾沿岸油田油水界面的原始压力与埋藏深度的关系

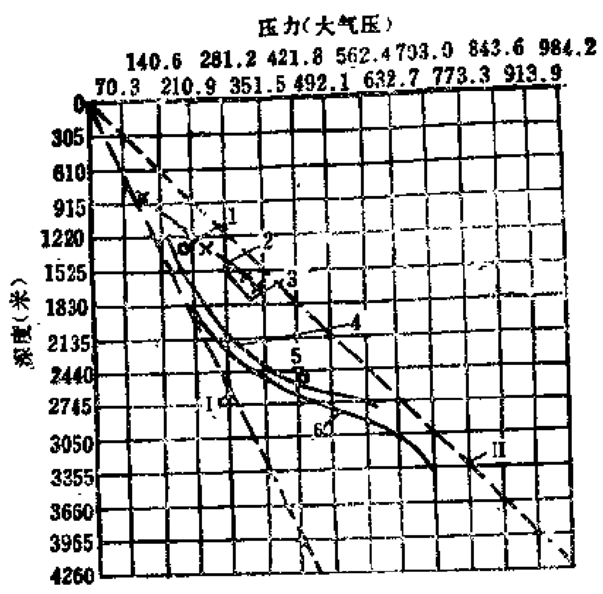


图 8-12 世界若干含油区地层压力随深度的变化

Ⅰ—静水压力梯度；Ⅱ—地静压力梯度
1—加利福尼亚劳斯特山油田；2—印度考尔；3—特里尼达；
4—加利福尼亚文图拉大道油田；5—伊朗；6—墨西哥湾沿岸油田

在自然界，造成地层压力异常的原因很多，情况很复杂，需要结合当地具体地质条件进行分析。概括起来，常见下列因素容易造成压力异常：

（一）流体增压作用

在沉积物深埋过程中，进入有机质成油门限后，大量油气生成；与此同时，地下深处地温升高、水热增压等等作用，均可造成生油层内流体大量生成、膨胀，排出受阻或来不及排出，促使岩层中的流体具有高于静水压力的异常压力，处于欠压实状态，这是造成异常高压的一个重要原因。近十多年来，随着深井和超深井增多，在世界许多含油气盆地中，发现欠压实生油页岩分布甚广，就是明证。

（二）剥蚀作用

在幼年期地貌区，剥蚀作用常常引起地形起伏甚大，而测压面的位置并未改变，于是测压面与地面的高低关系可能各地不同（图8-13），从而造成A、B两个油藏分别出现压力过剩和压力不足的现象。

在一些高原地区，河流侵蚀造成深山峡谷，泄水区海拔很低，测压面横穿圈闭（图8-14），导致油藏内的地层压力非常低，只有1大气压，石油遂浮在水面上。

（三）断裂与岩性封闭作用

在厚层泥岩中所夹的砂岩透镜体油藏，原来埋藏较深，原始地层压力较大。后来，在块断升降运动作用下，油藏所在断块上升，深度变浅，但原始地层压力仍然保持下来，形成高压异常（图8-15(a)）；相反，如图8-15(b)所示，也可造成低压异常。这种现象在我国东部地台活化、断裂发育的地区是常可见到的。

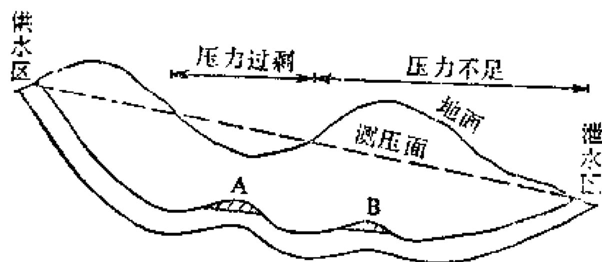


图 8-13 测压面与地面的不同关系造成地层压力过剩和不足

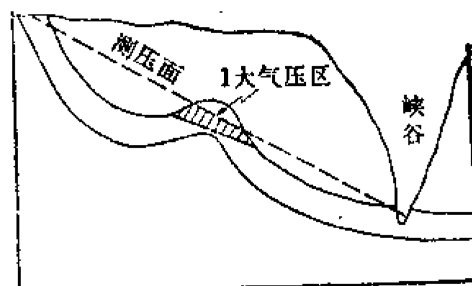


图 8-14 测压面横穿圈闭造成地层压力异常低

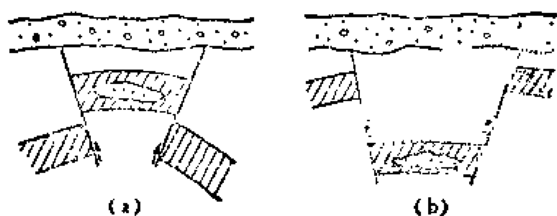


图 8-15 断裂与岩性封闭作用造成的压力异常
(a)高压异常；(b)低压异常

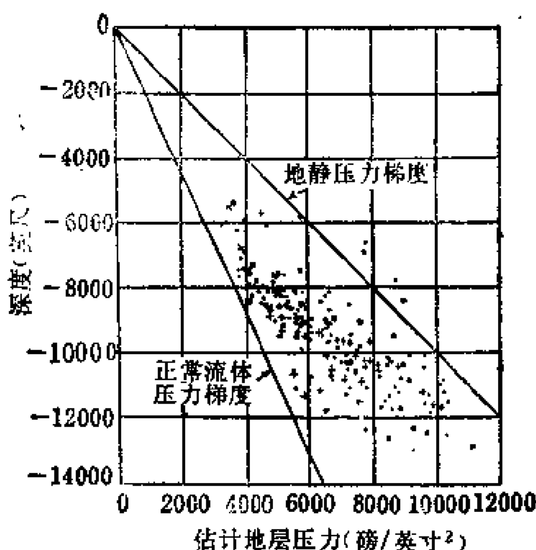


图 8-16 墨西哥湾盐丘油田区100多口油井的估计地层压力与深度的关系
大黑点—弗里奥组；小黑点—中新统考克菲尔德组；+—阿那华克组

（四）刺穿作用

在不均衡压力作用下，可塑性岩层发生侵入刺穿作用，可使上覆一些软的页岩和未固结砂层发生挤压与断裂变动，减少孔隙容积，流体压力增大，造成高压异常。在盐丘和泥火山发育区经常出现高压异常，就是这种原因。如美国墨西哥湾沿岸盐丘油田区(图8-16)及苏联高加索地区的泥火山油田都常常发现高压异常的油藏。

（五）浮力作用

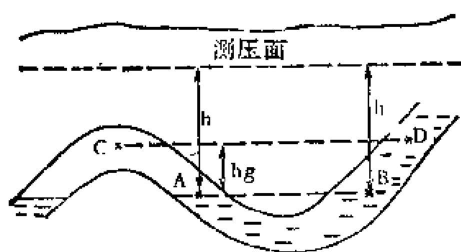


图 8-17 背斜气藏内的压力分析图

气、油、水的比重差引起的浮力作用，也可使油气藏内出现过剩压力。如图8-17表示一个背斜气藏，下为边水所限，测压面处于水平状态。通过储集层内A、B、C、D四点的压力分析便可看出浮力作用造成的压力异常。

设气-水界面上的A点与水层中的B点海拔高度相同，两点的压力相等。而海拔高度相同

的C、D两点，分别位于气藏内部和水层之中，由下式可知两点的压力不等，气藏内的C点具有过剩压力：

$$\Delta P_g = P_C - P_D = \frac{h_g(\gamma_w - \gamma_g)}{10} \quad (8\text{-}1)$$

式中 h_g——C、D点与气-水界面的海拔高差；

γ_w、γ_g——地层条件下水、气的比重。

可见，背斜气藏内任何一点的地层压力都大于其静水压力，这个过剩压力同该点至气水界面的距离及地层条件下的气、水比重差成正比。在气-水界面上的A点，$h_g=0$，则过剩压力为零，即地层压力等于静水压力；而在气藏顶点h_g最大，过剩压力也就最大。换言之，背斜气藏内的过剩压力是从顶点向翼部逐渐减小。

同理，在油藏内的过剩压力可以表示为

$$\Delta P_o = \frac{h_o(\gamma_w - \gamma_o)}{10} \quad (8\text{-}2)$$

式中 h_o——测压点至油-水界面的海拔高差；

γ_o——地层条件下石油的比重。

在油气藏的气顶中任何一点的过剩压力为

$$\Delta P_{g-o} = \frac{h_o(\gamma_w - \gamma_o) + h_g(\gamma_w - \gamma_g)}{10} \quad (8\text{-}3)$$

式中 h_o——油气藏内含油部分的高度；

h_g——气顶中测压点至气-油界面的海拔高差。

不过，应该指出：由于气-水比重差大于油-水比重差，因而在同样条件下，气藏内的过剩压力常比油藏内的大。另一方面，由(8-1)式可知

$$P_C = P_D + \Delta P_g$$

即油气藏内任一点的地层压力等于其静水压力与过剩压力之和。一般说来，静水压力占主要地位，而过剩压力只起次要作用，所以，背斜油气藏内地层压力的变化规律仍然和静水压力的变化规律往往相符，即从背斜油气藏顶部向翼部地层压力逐渐增大。

(六)粘土矿物的成岩演变

近二十年来，对粘土矿物成岩演变过程的研究，已经取得许多重要成果。M.C.鲍威尔士（Powers）于1976年提出了粘土矿物的压实演变模式，指出在蒙脱石向伊利石转化的过程中，有大量层间水从蒙脱石层中转移到颗粒之间成为粒间水。我国松辽盆地白垩系和东营凹陷第三系的系统研究都一致证明：蒙脱石向伊利石转化能够析出大量层间水，并使粘土岩体积缩小。这种变化对于形成异常高地层压力有着重要意义。

蒙脱石以含大量吸附水和层间水为特征，结晶水含量较少；伊利石中结晶水和吸附水含量近于相等；而泥岩中的绿泥石则以含结晶水为主，吸附水含量很少。随着粘土沉积物的埋藏深度加大，地下温度升高，粘土矿物的演变显示出阶段性。松辽盆地白垩系粘土矿物的纵向演变可分为三个阶段（表8-2）。

在这个演变过程中，蒙脱石逐渐向伊利石和绿泥石转化，粘土矿物的吸附水含量及吸附水/结晶水的含量比值都会不断减少（见表8-3），析出大量吸附水。东营凹陷从孔隙度、电子显微镜、x-射线衍射、差热、红外光谱等方面分析，都表明深度在2100～2700米时，为第三系粘土岩的压实突变阶段，孔隙度从16%骤减至5%，蒙脱石向伊利石大量转化，

表 8-2　松辽盆地白垩系粘土矿物的演变特征

阶　　段	深度，米	温度，°C	粘土矿物的演变特征
Ⅰ	>1200～1300	80	出现蒙脱石-伊利石混合层
Ⅱ	>1600～2000	115～120	出现蒙脱石-绿泥石混合层
Ⅲ	>3000	170～175	出现分散性绿泥石

表 8-3　粘土矿物脱水特征的纵向变化

粘土矿物演变阶段 / 含量 / 类别	分散性蒙脱石	蒙脱石-伊利石混合层	蒙脱石-绿泥石混合层	分散性绿泥石
吸附水含量，%	>10	10～5	5～3	<3
吸附水/结晶水	>2.0	2.0～1.5	1.5～1.0	<1.0

释放更多的层间水，引起粘土岩体积剧变。所以，在封闭的地质环境里，随着粘土岩埋藏深度的增加，地下温度逐步升高，当温度达到80°C时，蒙脱石向蒙脱石-伊利石混合层转化，释放大量吸附水，导致形成异常高的地层压力。

总之，在自然界里，造成油气藏内地层压力异常的原因很多，这里无法一一列举。必须根据各地区的地质条件进行具体分析，才可能作出正确的判断，以便指导油气田勘探及开采工作。

四、地层压力的测定

过去，在顿钻钻进的井中，低压地层压力可以通过记录井内液面上升高度来估算。但是，在灌满泥浆的旋转钻井和涡轮钻井中，测压问题就复杂得多，因为深埋数百至数千米的油气藏，地层压力很大，一般是将深井压力计装在测试器中下入井内。测压时，先在测试器上面放一个封隔器将泥浆与油层隔开，然后再测定油层压力。如果是在正在采油的生产井内，可将深井压力计放在油管内对着油层的地方测定油层压力。

计算关井压力时，也可以在井口测定套管压力，然后再加上井口至油层的流体柱重量，即得油层压力。如果液柱顶面距井口尚有一定距离，则计算流体柱重量时可以在液柱重量之外再加上液面至井口的空气重量。如果井筒里全是气体，可将一定气体在一定温度下的公斤/厘米²重量加上井口测定的表压，即得井底压力或地层压力。

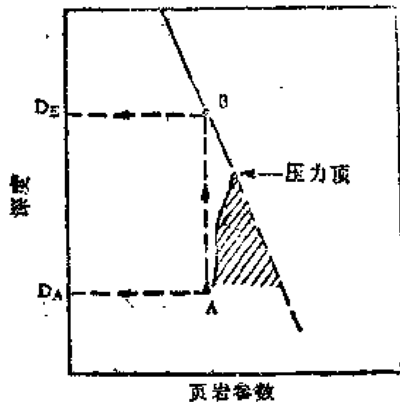


图 8-18　等量深度法D_A和D_E的图解

近几年来，在美国墨西哥湾等地区利用页岩体积密度值[52]来换算地层压力，效果很好。将页岩体积密度值对照相应的深度标在图上，可以确定正常的趋势线。在压力变化和过剩压力带，页岩孔隙度增加，所以，体积密度值的任何减小都可反映这种异常高压力环境的存在和大小。

利用等量深度法或特定地区的经验曲线，可以由页

岩密度资料来定量估算地层压力（见图8-18）：

$$P_f = G_0 D_A - D_E(G_0 - G_H)$$

式中　P_f——孔隙流体压力，磅/英寸^2；

D_A——超压井段的对应深度，英尺；

D_E——对应D_A的正常等量深度，英尺；

G_H——试验井的静水压力梯度，磅/英寸^2/英尺；

G_0——试验井内所有上覆地层压力梯度，磅/英寸^2/英尺。

例如，在所有上覆地层压力梯度等于1.0磅/英寸^2/英尺（2.31公斤/厘米^2/米）、静水压力梯度等于0.465磅/英寸^2/英尺（0.107公斤/厘米^2/米）的区域，上述关系式可以简化为：

$$P_f = D_A - 0.535D_E$$

这个关系式已经在美国墨西哥湾、欧洲北海及其它地区非常成功地采用了。

尽管碳酸盐含量高、重矿物等因素有不良影响，但是，在压力评价工作中，页岩体积密度曲线还是行之有效的。

第3节　温度、压力对油气藏形成及分布的影响

在地层条件下，温度和压力都是埋藏深度的函数。随着埋藏深度加大，地下温度和地层压力都会按照不同的梯度增加，势必对石油和天然气的生成、运移、聚集、保存，以及分布状况等产生重要影响。可见对各个区域地下温度、地层压力及其变化规律的研究，直接关系到各该区域油气藏的形成和分布。所以，在油气勘探实践和石油地质科学研究工作中，人们日益感到研究地温、地压对油气藏形成及分布的影响非常重要。若从观察沉积盆地的角度来进行研究，地下温度和地层压力都受埋藏深度的影响，难以分开研究它们的作用；但是，在实验室的模拟试验中，却可以分别研究这两种因素的作用。由于上述各章都从不同角度谈及温度或压力的作用，这里拟将它们按油气生成、运移、聚集、保存等阶段加以综述，最后讨论在温度、压力作用下油气藏分布的规律性。

一、油气生成阶段

近十多年来，各国石油地质学家普遍认为地下温度在有机质向油气转化过程中是一个决定性的因素，将油气生成作用视为有机质的热成熟过程。一个可能的生油岩是否能够生成并释放出石油，它经历的温度史是主要因素。这个复杂的油气生成过程符合化学动力学定律的一级反应，温度的不足可用延长反应时间来补偿。但是，总生油量的增加与时间呈直线关系，而与温度呈指数关系，可见地下温度对油气生成而言起着关键性的作用。

随着沉积物埋藏深度加大，烃类生成量随温度升高而增多。在埋藏初期，地温较低，细菌活动显著，转化作用较弱，在生物化学作用下主要生成气态烃类；随着深度加大，从某一温度界限起，达到了有机质的成熟温度，石油开始大量生成，进入了热催化和热裂解阶段，细菌大量死亡，有机质成熟陆续生成大量石油、凝析气和湿气；最后进入生成高温甲烷的热变质阶段。

在不同地区，由于沉积物的埋藏历史不同，时间对温度的补偿作用不一致，有机质显

著转化的成熟温度相差甚大。由表8-4各例看出生油岩经历的时间长短对有机质的成熟温度高低具有重要的补偿影响。

表 8-4 生油岩的地质年龄与成熟温度对比

地　　区	地质时代	地质年龄（百万年）	成熟温度（°C）
法国巴黎盆地	早侏罗世托尔阶	180	60
喀麦隆杜阿拉盆地	白　垩　纪	80	70
中国华北盆地	早第三纪沙河街组	25～30	108.8
美国洛杉矶和文图拉盆地	晚第三纪中新-上新世	10	115

在油气生成过程中，压力的作用目前尚不清楚。但是，从法国巴黎盆地下托尔阶所做的试验结果来看，压力对石油成分的形成有重要影响，高压有利于烃类组分的形成。

现在，在实验室内已经能够有效地模拟研究温度、压力及其他重要因素（如时间、岩石成分和沉积环境）对油气生成的影响。

二、油气运移阶段

石油和天然气都是能够运移的流体。流体粘度的大小直接反映其流动能力的强弱，一般粘度愈大的物质愈难流动。流体的化学组成和外界温度都影响着粘度的变化。胶质和沥青质含量愈少、低分子烃类含量愈多，流体的粘度愈小；温度升高使石油粘度降低、天然气粘度增加。因为温度升高能增加分子的运动速度，在缺乏压力的限制时，还会扩大分子之间的距离，引起石油体积膨胀。这样不但可以减小分子之间的引力，而且还会减少分子相互碰撞时所产生的摩擦力，所以温度升高能使石油粘度降低。由于气体比液体更易膨胀，因此，在同样条件下，对气体而言则感到受压力的限制而不能增加体积；换言之，温度升高不能扩大气体分子间的距离，却使分子运动加速，从而增加分子间相互碰撞的次数，加大分子间的摩擦力，所以天然气的粘度将随温度升高而变大。总之，温度升高能够增强分子活动能力，促进油气运移。

温度和压力对天然气在石油及水中的溶解度有很大影响。由表8-5可知，在同样的压

表 8-5 天然气在蒸馏水中的溶解度（溶解气，公升数/公升水）

气体名称	0°C	10°C	20°C	50°C	100°C
甲　烷	0.0538	0.0418	0.0331	0.0213	0.0177
乙　烷	0.0987	0.0650	0.0472	0.0246	0.0180
二氧化碳	1.7130	1.1940	0.8780	0.4230	——
硫化氢	4.6700	3.3990	2.5820	1.4100	0.8440
氮	0.0235	0.0186	0.0155	0.0109	0.0098

力、温度条件下，二氧化碳和硫化氢比烃类气体更易溶解于水；较重烃气比较轻烃气（甲烷、乙烷）更易溶解于石油和水。但是，烃类气体在石油中的溶解度比在水中大得多，例

如，在20°C和1大气压下，甲烷在石油中的溶解度为0.3，比在水中（0.0331）约大八倍。

在常温下天然气溶解于液体中的数量随压力加大而增多，如在压力不大时乙烷在石油中的溶解度约为1～1.5；当压力接近100大气压时，溶解度可增加到3。丙烷溶解度随压力增加更为明显，当压力为5大气压时，溶解度可达30。然而，在一定压力下，天然气的溶解度却随温度升高而减小（见表8－5）。

天然气溶解于石油，可以降低石油的粘度，增强石油的流动性；而天然气溶解于水，则随着地下水的运移可将溶解气从高势区带至低势区逸出。

对油气运移而言，压力还是促使流体运移的主要外界动力。在沉积盆地内，由静水压力和岩石压力组成的上覆地层的地静压力，能够促使流体从高势区流向低势区，即从盆地沉降中心流向边缘，从深层流向浅层。在强烈地壳运动时期的动压力，既可以挤压沉积物及其所含流体从高势区流向低势区，也可以造成褶皱、断裂，为油气运移提供通道。

三、油气聚集阶段

首先，压力的作用可以形成背斜、断层、刺穿遮挡等各种构造圈闭，成为油气聚集的主要场所。从阿尔及利亚、利比亚经波斯湾、苏联伏尔加-乌拉尔到西西伯利亚这个月牙形地带内，集中了58%的世界大油气田，在这个区域内，100%天然气、98.5%石油都是在背斜圈闭中找到的[53]。可见压力作用所造成的圈闭在油气聚集过程中占着极为重要的地位。

随着埋藏深度加大，地下温度和压力增高，会改变地下石油和天然气的性质及相态，因此温度和压力对油气聚集的影响可以明显地在流体性质上反映出来。麦克纳布（Mc N-ab）总结了美国第三纪石油比重随深度而减小的规律。苏联305个油藏的石油平均比重及170个油藏的轻馏分含量（表8－6），也表明随含油层埋藏深度加大，石油平均比重有规律地减小，而轻馏分则逐渐增多。D.巴尔顿（Barton）从世界250个油田的资料，研究同一油田剖面上由一个油藏到另一个油藏石油性质的变化规律，发现石油比重随油藏的埋藏深度增加而减小的油田最多，占175个；石油比重随油藏深度增加而增加的油田只有30个；还有45个油田没有明显的变化规律。由此可见，第一类油田占大多数，可视为石油性质随深度变化的一般规律。造成上述变化的主要原因可能是随深度加大，温度升高，热变质作用加强，石油向低分子裂解的结果。

地层压力与饱和压力之间的不同关系，也影响着圈闭内油气聚集的相态变化。如前所述，天然气易溶解于水，而石油却很难。地层水溶解天然气的能力，是随地层压力增加、水矿化度减小而增大的；当地层压力小于地层水的饱和压力时，天然气就会游离出来，遇见适宜的圈闭便可聚集成纯气藏。在一个含油气盆地内，在供水区附近，水中溶解有空气成因的氮、二氧化碳及甲烷等，为低饱和压力；当天然气呈溶解状态随地层水运移至承压区，随着地层压力增加，水中又可溶解生物成因的甲烷、重烃及氮，呈高饱和压力；至泄水区附近，地层压力降低，小于饱和压力，天然气就大量析出，遇见适宜圈闭聚集成纯气藏。我国四川盆地川南气区中三叠世嘉陵江统$T_c{}^1$和$T_c{}^3$单元，气层温度变化不大，一般40～50℃；在叙永附近接近供水区，为高压低矿化区，天然气大量溶解于地层水，气藏很少；含气地层水运移至泸州—自流井一带，属低压高矿化区，水中溶解气大量析出，气源

表 8-6 油气性质随深度的变化统计表（据A.A.卡尔采夫）[95]

埋藏深度，米		<500	500～1000	1000～1500	1500～2000	全部深度
新生界	比　重	0.891 (68)	0.879 (68)	0.867 (45)	0.855 (30)	0.876 (217)
	轻馏分，%	10 (35)	13 (41)	11 (22)	20 (7)	12 (102)
中生界	比　重	0.882 (35)	0.850 (9)	0.816 (7)	—	0.867 (51)
	轻馏分，%	3 (27)	5 (7)	42 (5)	—	10 (89)
古生界	比　重	0.901 (11)	0.879 (14)	0.862 (7)	0.825 (5)	0.876 (37)
	轻馏分，%	19 (9)	19 (10)	23 (6)	28 (4)	21 (29)

注：1.括号内表示油藏数目。2.新生界有6个深度>2000米的油藏，原油平均比重0.850，轻馏分23%。

充足，形成了许多储量丰富的纯气藏。苏联加兹里、北斯塔夫罗波尔等气田的形成也与此有关。

在地下深处，当地层温度达到油-气物系的临界温度后，地层压力愈大，油-气物系愈易热裂解转化为单相气态，促进了地下深处储集层内的油气运移和聚集，形成凝析气藏。如果地层温度进一步升高，石油发生热变质，最终产物即为高温甲烷与次石墨，形成纯气藏。

四、油气藏保存阶段

温度和压力对油气藏的保存也有直接影响。前已述及，细菌活动有一定温度界限，当地下温度升高超过一定限度，细菌就会大量死亡，对石油的生物化学破坏作用停止。因为在地下水中常常含有还原硫酸盐细菌，它可将油藏周围水中的硫酸根离子还原为硫，并夺取烃类的氢产生硫化氢，烃类就被氧化破坏。在苏联东北高加索地区可以见到这种生物化学破坏作用在地层温度不超过70℃的油藏周围水中剧烈进行，它不但可使石油变质，甚至可以完全破坏油气藏。近年来在研究尼日尔河三角洲第三系的油气分布状况时，发现80℃是石油免遭细菌破坏而保存下来的一个重要温度界限[61]。

若油层埋藏深度太大，地下温度过高，尽管细菌破坏作用早已终止，但是石油进入高温变质阶段，产生甲烷和碳质沥青、碳沥青、次石墨等高度碳化产物，油藏仍然难以保存，却可以形成纯气藏。

在美国阿巴拉契亚盆地热变质作用造成了油气聚集的差异分布。利用煤的定碳比自西向东增加的规律，可助寻找纯气藏。

$$\text{煤的定碳比} = \frac{\text{固定碳}}{\text{固定碳} + \text{挥发份}} \times 100\%$$

定碳比值愈大，代表热变质愈剧烈，石油愈易遭变质裂解为天然气。在盆地西部未变质沉积岩与东侧真正变质岩之间，有一个半变质岩带，此带液态石油已被破坏，烃类主要以气态形式存在。因此，在定碳比为65～70%的半变质岩带只有纯气藏而无石油，油藏只分布在定碳比较低（60%）的未变质沉积岩带。在美国阿肯色盆地也出现类似情况，气藏均集中在定碳比为78～88%的范围内。

在地壳运动强烈活动时期，大量岩浆侵入和喷发，易于造成接触变质；强烈的挤压也会引起区域性的动力变质。这些高温高压的作用，当然会导至油气藏的剧烈破坏。

综上所述，温度和压力对油气生成、油气藏的形成及保存有着非常密切的关系，结果必然造成地壳上油气聚集的分布出现明显的规律。

纵向上随着埋藏深度的增加，油气藏的分布出现明显的分带性：浅层（深度＜1000～1500米）多为气藏；深度在1500～4000米的中深层是油气藏的集中分布带；而在超过4000米的超深层则分布着凝析气藏和纯气藏。这种分带性已为世界各国的油气勘探及开采实践所证实。并且在地质时代上也反映出从新生代→中生代→古生代，石油成分由高分子向低分子，石油比重由重质向轻质变化的明显趋势。

从空间上来观察，油气聚集的分布具有显著的选择性。在岩浆岩和变质岩发育的地区，特殊的高温高压强烈作用，油气藏难以形成和保存。绝大多数油气藏都分布在沉积岩发育区，其中在沉积岩厚度不大，埋藏较浅的区域，地层温度和压力都太小，即使具备富含有机质的沉积岩，也由于未达到成熟阶段，很难生成大量石油，只可能找到少量小型气藏；只有在沉积岩系厚度较大、埋藏较深的坳陷区域，即使坳陷面积不大，有机质也可达到成熟阶段生成大量石油。所以，总的说来，沉积岩系厚度大、埋藏深的大型沉积盆地，往往是大油气田集中分布的区域，这就为油气勘探工作指出了明确的方向。

第4节　凝析气藏的形成及分布

物理学告诉我们：在任一物系内等温加压引起凝结，减压导致蒸发。这只在一定温度、压力范围内是正确的，逾此范围会出现逆蒸发和逆凝结现象，即物系的等温减压引起凝结，等温加压导致蒸发。在油气藏勘探及开采实践中，常常碰见这种现象：在地下深处高温高压条件下的烃类气体，经采到地面后，温度、压力降低，反而凝结为液态，成为凝析油，这种气藏就是凝析气藏。我国黄骅坳陷板桥气田和四川盆地黄瓜山气田所产出的白色及浅黄色轻质凝析汽油都是典型的例子。近十几年来，在世界各国的许多产油气区域内，发现在深逾3000～4000米或更深的圈闭中，多产凝析气及天然气，缺乏液态石油。因此，凝析气藏的形成及分布问题是一个值得研究的新课题。

一、临界温度及临界压力

液体能维持液相的最高温度，称为该物质的临界温度。高于临界温度时，不论压力多大，它也不能凝为液体。在临界温度时该物质气体液化所需的最低压力，称为临界压力。这两个概念可以通过分析任一物系的PVT关系曲线得到较深刻的理解。

图8-19是根据实验求得的关于丙烷的一些PVT关系曲线。由71.1℃P-V曲线看出：当压力由小增大时，丙烷体积起初随压力加大而缩小；过A点（压力为28大气压）后，体积

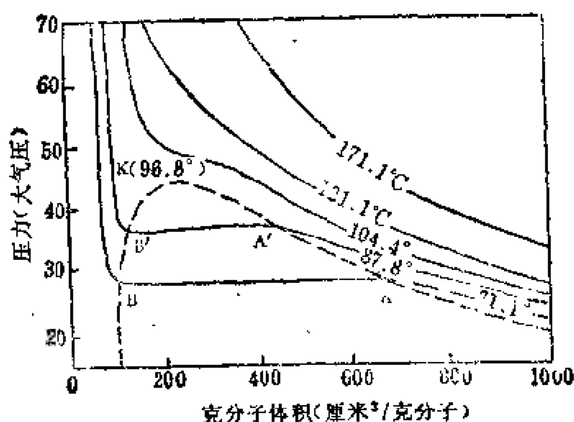


图 8-19 丙烷的PVT关系曲线图

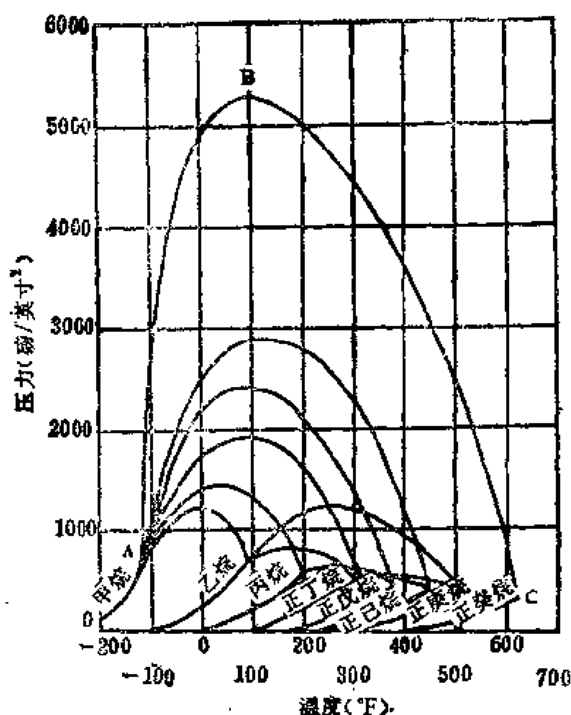


图 8-20 二元正烷烃物系的临界轨迹

继续缩小，但压力却保持不变；过B点后，即使加极大压力，体积也没有多大改变。87.8℃的P-V曲线与此条性质相同，所不同的只是水平线段A′B′随温度升高而渐渐缩短。最后在96.8℃时缩成一点K，在此温度以上的曲线，水平线段完全消失。

上述现象的物理意义是：在71.1℃时，丙烷被压缩到A开始液化；随着压力增加，气体渐减少，液体渐增多，因液体的克分子体积远小于气体，故体积逐渐减少；达到B点时，气体已经全部液化，此时由于液体的压缩性甚小，所以加极大的压力，体积也没有多大变化。从A点到B点压力并没有改变，这表明液体在一定温度下，有一定的饱和蒸气压。A到B的过程中液相与气相共存。温度升高，液体的饱和蒸气压也增大。

K点为一分界点，K点以上的P-V曲线不出现气-液共存的情况。说明在这个温度以上，气体在任何压力下都不能液化。因此，将K点称为临界点，该点的温度、压力即为临界温度和临界压力。

任何物系处于临界状态的特点是：共存的气、液两相间的差别都消失了。例如此时蒸气的克分子体积等于液体的克分子体积，两者的密度没有差别等。

临界温度和临界压力是各种物质的特性常数，一定物质就有其一定数值。纯烃类的临界条件已研究较多，现将某些烃类的临界参数列入表8－7。

如果在液态烃中加入甲烷等气态烃，则可降低物系的临界温度。图8-20表示二元正烷烃物系的临界点演化轨迹，图中各曲线表明了各二元混合物临界点的变化特征。以甲烷-正癸烷为例，正癸烷的临界点C，其相应温度为625°F、压力为350磅/英寸²(绝对压力)。如果随着甲烷数量增加，正癸烷逐渐被混合，临界点沿C—B曲线移动，这表明混合物中甲烷的百分含量渐增，气体压力也加大，于是在逐渐降低温度的情况下，能使液态正癸烷气化。同理，在乙烷、丙烷等等气态烃的数量增加，也会有助于液态烃类溶解于气相。由此可以推论：在自然条件下，随着地下深处压力和温度的增加，含有各种甲烷同系物的压缩

表 8-7 若干物质的临界参数

物质名称	临界温度(°C)	临界压力(大气压)	物质名称	临界温度(°C)	临界压力(大气压)
水	374.2	218.5	正戊烷	198.0	33.3
二氧化碳	31.0	72.9	异戊烷	187.8	32.9
氮	-146.9	33.5	环已烷	280.0	40.0
硫化氢	100.4	88.9	正已烷	234.7	29.9
甲烷	-82.1	45.8	正庚烷	267.0	27.0
乙烷	32.3	48.2	正辛烷	296.7	24.6
丙烷	96.8	42.0	正癸烷	346.3	21.2
正丁烷	152.0	36.0	正十一烷	369.4	19.0
异丁烷	134.9	36.0	正十二烷	390.6	18.5
环戊烷	238.6	44.6			

气能够溶解液态烃越来越多；与此相反，当气相所处的压力和温度逐渐降低，则早先溶于气相的液态烃又会逐渐分离出来。这样，就为凝析气藏的形成奠定了基础。

二、凝析气藏的形成条件及分布规律

石油和天然气都是成分复杂的多族分烃类混合物，因此，为了阐明凝析气藏的形成条件，还必须分析多族分烃类物系在地层条件下的变化。图8-21表示某种多族分烃类物系在不同温度和压力下的物理状态。K为其临界点，临界温度为52.8℃。K_1为临界凝结温度（或称最高临界温度），代表气、液两相并存时的最高温度。曲线4为气体开始析离液体的泡点曲线，其外为纯液相；曲线5为液体开始凝结脱离气体的露点曲线，其外为纯气相；在4、5两曲线所包范围内，混合物处于双相状态（液态和气态），各等百分率线表示物系中液体的百分含量。

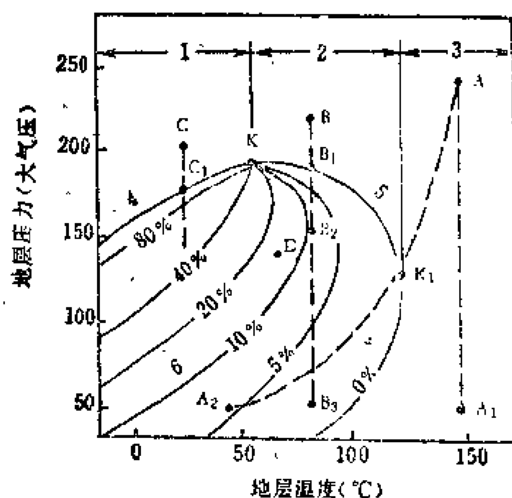


图 8-21 多族分烃类物系的相图

1—压力超过泡点压力的油藏；2—压力超过露点压力的凝析气藏；3—单相气藏(纯气藏)；4—泡点曲线；5—露点曲线；6—物系中液体所占体积百分率；K—临界点(T=52.8°C)；K_1—临界凝结温度；A—纯气藏；B—凝析气藏；C—含溶解气的油藏；D—油气藏

在地层埋藏较浅，地层温度低于临界温度时，物系的相态变化符合正常的凝结和蒸发概念。例如，在25℃时(见图8-21)，随着压力加大，物系中凝结的液体逐渐增多，至压力超过180大气压(C_1点)时，物系就全部凝结为液体。在这种情况下不可能形成凝析气藏。

而当地层埋藏较深，地层温度介于临界温度与临界凝结温度之间的情况下，物系的相态变化就比较复杂。例如，图8-21所示82.5℃时，低压下物系呈双相状态，但以气相为主，物系中液体所占体积小于5～10%；随着压力加大，凝结的液体逐渐增多；当压力增至155大气压(B_2点)时，凝结的液体数量最多，占物系总体积的10%；如果压力继续增加，凝结的液体反而汽化，液体的数量逐渐减少；至压力增达187大气压(B_1点)时，凝析

物就全部转化为气态了。所以对32.5℃时的这个物系而言，在低于155大气压时属正常的凝结和蒸发，而在高于155大气压时则属逆凝结和逆蒸发的范畴。换言之，在地层埋藏较深，地层温度介于某种烃类物系的临界温度与临界凝结温度之间，地层压力超过露点压力(如图8-21中的B点)时，这种烃类就可以形成凝析气藏。

同理，可对各种化学组成的石油-天然气物系作出相图，形状与图8-21相似，这样就可分析该物系发生逆凝结和逆蒸发的必要条件，从而各种成分凝析气藏的形成条件便可知晓。

通过上述多族分烃类物系的相图分析，不难看出凝析气藏的形成必须具备两个条件：

(1)在烃类物系中气体数量必须胜过液体数量，才能为液相反溶于气相创造条件。在图8-21所示的某种多族分烃类物系中，气体体积相当于液体体积的5～20倍或更多。

(2)地层埋藏较深，地层温度介于烃类物系的临界温度与临界凝结温度之间，地层压力超过该温度时的露点压力，这种物系才可能发生显著的逆蒸发现象。

所以，随着储集层的埋藏深度加大，地层压力和地层温度都会随之增加。当地层温度达到油-气物系的临界温度后，地层压力愈大，油-气物系愈易转化为单相气态，大大促进了地下深处储集层内的油气运移和聚集，形成凝析气藏。

形成凝析气藏所要求的特殊条件，决定了它在地壳上的分布必然有一定范围。正如图8-21所示，A、B、C、D代表四种油气藏类型。A型地层压力为246大气压，温度为148.9℃，超过临界凝结温度121.1°C，若等温开发(即压力沿A—A_1线降低)，物系始终处于气相，为纯气藏；但若采至地面，温度、压力都降低，就如A—A_2曲线所示，进入双相区后，便可在地表分离器中析出少量液体(凝析油)。C型的原始地层压力大于饱和压力，温度却低于临界温度，为含溶解气的纯油藏，在等温开发时，随着压力降低至C_1后，溶解气逐渐游离，油气比增大，油藏能量会迅速减小。当原始地层压力与温度的组合位于沸点曲线和露点曲线所包围的双相区内时，如D点所示，则具有原生游离气顶，是为油气藏；其中气体与液体的体积百分比变化范围很大，视地层温度及压力而定。只有B型地层温度介于临界温度与临界凝结温度之间，若等温开发，压力沿B—B_1—B_2—B_3逐步降低，当压力降至低于露点压力187大气压(B_1点)后，在地层中便可逆凝结为液体，即为凝析油，这与A型纯气藏不同，属于典型的凝析气藏。由此可见，凝析气藏和纯气藏的地层温度分别超过烃类物系的临界温度及临界凝结温度，这表明它们的埋藏深度都较大，多分布在地下3000～4000米或更深处。例如，法国拉克气田，是在3500～4000米深的石灰岩和白云岩中，发现了可采储量达2000亿米^{3}的巨大气藏，气体中凝析物含量很高，却未发现液态石油。在意大利米蓝以东发现的马洛萨凝析气田，深5600米，压力1050大气压，温度153°C[69]。美国近十几年的深井钻探结果，更有力地证明了上述分布规律：在以中、新生界为钻探对象的墨西哥湾盆地，深度超过4500米处是以天然气和凝析气聚集为主，气井占60～68%，油井占32～40%；在以古生界为钻探对象的二叠盆地，超过4500米深处存在着凝析气藏和纯气藏，气井占90～100%，油井极少。在此深度内拥有探明储量达2000～4000亿米^{3}的大气藏，单井产量可高达4800万米^3/日。从整个盆地计算，单位面积内天然气和凝析气储量达35500万米^3/公里^2。所以，今后在部署深部地层勘探时，需要特别注意凝析气藏和纯气藏的分布。

应该指出：石油和天然气都是成分复杂的混合物，其临界条件甚为复杂，例如石油-甲烷物系必须加压至1000大气压以上，才能变为单相气态。但是，若干重要的实验证明：

流体性质及外界条件等多种因素都可以改变油-气物系的临界压力[94]。

(1)在石油-甲烷物系中，存在甲烷最近的同系物时，可以大大降低其临界压力，便于石油向气相过渡。例如用丙烷、乙烷等甲烷同系物加入石油-甲烷物系，临界压力可减至110大气压。

(2)石油比重愈小，临界压力愈低；而重质高含硫石油在500大气压时也不能转化为气态。

(3)用二氧化碳代替甲烷，可以降低油-气物系的临界压力。

(4)岩石的存在可以降低油-气物系的临界压力(剧烈者可降低42%)，特别是对高胶质石油影响更剧。

(5)岩石中含水时会增大油-气物系的临界压力。

由此可知，对成分复杂的石油-天然气物系而言，必须综合分析油和气的化学组成及其所在岩石的特征，才能正确判断油-气物系是否达到临界状态。并且，正是由于包括流体性质及外界条件等许多因素均可降低油-气物系的临界压力，因此，即便在不太深的层段，也可望找到凝析气藏。

第九章 油气田及其类型

第1节 油气田的概念及其分类

油气田系受单一局部构造单位所控制的同一面积内的油藏、气藏、油气藏的总和。如果在这个局部构造范围内只有油藏，称为油田；只有气藏，称为气田。

石油和天然气都是流体，不可能原封不动地位于其原来生成的地方。在其他矿产中，有很多矿藏(但不是一切矿藏)实际上是位于它们原来生成的地方。例如与石英脉有关的脉金矿床，是位于生成它的地方；而砂金矿床却是经过搬运后沉积在砂层中成为含金砂层，这样的金矿床往往离它自己出生的地方相当远。油田(或石油矿床)和气田(或天然气矿床)也是如此，油气聚集的场所一般不是它们出生的地方，也是经过运移、聚集才形成的。所以，对应地质矿产科学中惯用的"矿床"术语，在石油地质学中引用"油气田"概念时，要正确理解它的涵义。

这里所说的油气田，不是它们出生的地方，而是现在聚集的场所。石油和天然气之所以能够聚集起来，是由于这里受局部构造单位控制，形成了各种圈闭。这类局部构造单位可以是穹窿、背斜、单斜、刺穿构造等等，在它们所控制的范围内往往伴生多种圈闭，从而形成多种油气藏，这些受同一局部构造单位控制的面积内油藏、气藏的总称，就是一个油气田。例如，酒泉盆地的老君庙油田，是一个受逆掩断层分割的第三系短轴背斜，南缓北陡，南翼倾角20～30°，北翼倾角60～80°，在北翼顺轴线有一条大逆掩断层，将背斜分割为南、北两部分。受这个短轴背斜控制，在上盘形成K、L、M三组背斜油藏，并在L油层组内还出现了岩性尖灭油藏，而在北翼被逆掩部分则形成了断层油藏。于是，在这个短轴背斜所控制的面积内，地下各种油藏的总和，就构成了老君庙油田。由此可知，对术语"油气田"的理解应该包括下列涵义：

(1)油气田是指石油和天然气现在聚集的场所，而不论它们原来生成的地方在何处。

(2)一个油气田总是受单一局部构造单位所控制。这个"局部构造"是广义的，它可以是穹窿、背斜、单斜、盐丘或泥火山刺穿构造等构造单位，也可以是指受生物礁、古潜山、古河道、古砂洲等控制的非构造单位。在这些"局部构造"控制的范围内各种油气藏的总和，都可以称为油气田。

(3)一个油气田总占有一定面积，在地理上包括一定范围。这个面积大小相差悬殊，小者只有几平方公里，大者可达上千平方公里，不论它的面积大小如何，这个面积总是受单一局部构造单位所控制。例如我国著名的任丘油田，它的面积大小是受下伏中、上元古界古潜山控制；而利比亚的英蒂萨尔油田范围却受地下的生物礁所限。一个油气田面积的大小关系到油气田的基本建设和投资，所以，油气田不仅是地质学上的概念，而且还包含有经济学上的意义。

(4)一个油气田范围内可以包括一个或若干个油藏或气藏。例如，苏联巴什基利亚的卡尔林(Карлинское)油田只有一个油气藏；而我国华北的任丘油田则是多时代、多类

型油藏的组合：主要油藏为中、上元古界雾迷山组的白云岩古潜山油藏，在北高点的东北倾没部位尚有寒武系府君山组白云质灰岩断层油藏及奥陶系马家沟组石灰岩地层不整合油藏，上覆下第三系沙河街组的砂岩油藏研究较少，类型待定。任丘油田范围内这些油藏的形成，归根到底都受中、上元古界古潜山的地质发育历史所控制，从中、上元古代以来，这个古潜山经历过多次升降，并遭受断裂、剥蚀等作用，因此才会在不同时代的层系中，形成古潜山、断层、地层不整合及其他类型的圈闭，在油源充分供应下，最终聚集成各种油藏组合在一起，成为任丘古潜山油田今日的面貌。

所以，形成任何一个油气田，单一的“局部构造单位”是最重要的因素，它不仅决定面积的大小，更重要的是它直接控制着该范围内各种油气藏的形成。因此，在进行油气田分类时，往往是以“局部构造单位”的成因条件作为基础。在过去的教材中，我们曾根据上述原则将油气田划分为下列类型：

（一）与构造运动有关的油气田组

1.背斜油气田

（1）与基底活动有关的背斜油气田

（2）与褶皱作用有关的背斜油气田

2.单斜油气田

3.向斜油气田

（二）与地下物质活动有关的油气田组

1.盐丘油气田

2.底辟褶皱刺穿油气田

3.岩浆柱油气田

（三）与生物礁活动有关的油气田组

（四）与剥蚀隆起有关的油气田组

尽管上述分类反映油气田的成因条件比较明确，但是，随着近十几年来国内外油气勘探开发的新进展，越来越感到在碎屑岩与碳酸盐岩两大不同岩类的发育区域，油气的生成、运移、储集条件都有着不少重要的差别，所形成的油气藏、油气田的类型不仅有相同之处，更为重要的是具有许多不同的特点，致使油气勘探、开发、开采等生产实践及科学研究都存在着明显的差别。为了能够反映油气地质学领域的这些新进展，更便于勘探开采实践，我们认为在进行油气田分类时，首先应该考虑区分砂岩（包括其他碎屑岩）油气田和碳酸盐岩油气田两大类，然后再分别根据其单一局部构造单位的成因特点进行详细分类。这样的分类法不但反映了它们的共性，而且突出了它们的个性，这无疑对石油地质的理论研究和生产实践都有重要意义。

根据上述原则，可将油气田划分为以下两大类：

（一）砂岩油气田类

1.背斜型砂岩油气田

（1）与褶皱作用有关的

（2）与基底活动有关的

（3）与同生断层有关的

2.单斜型砂岩油气田

(1)与断裂作用有关的

(2)与沉积作用有关的

3.刺穿构造型砂岩油气田

(1)盐丘油气田

(2)泥火山油气田

(3)岩浆柱油气田

4.不规则带状砂岩油气田

5.砂岩古潜山油气田

(二) 碳酸盐岩油气田类

1.大型隆起碳酸盐岩油气田

2.裂隙型碳酸盐岩油气田

3.生物礁型碳酸盐岩油气田

4.碳酸盐岩古潜山油气田

显然，上述分类只概括了油气田的主要类型。事实上，从大类来看，还有岩浆岩-变质岩油气田、裂隙型粘土岩油气田；从亚类来看，也有向斜油气田、单斜型碳酸盐岩油气田。但是，它们在数量上毕竟较少，在世界油气储、产量地位上也没有太大意义，所以在分类中也就忽略不计了。

第2节 砂岩油气田类

一百多年来的世界油气勘探史表明，背斜构造中的砂岩油气层一直是勘探及开发的主要对象。尤其在大油气田中所占地位更加重要，据D.克莱姆(Klemme)1977年统计，石油（或相当量天然气）可采储量在5亿桶（约7000万吨）以上的世界性大油田，有60%以上的储量和65～70%的现在产量都出现在砂岩油气田中[83]。近几十年来，随着科学技术的突飞猛进，勘探方法的不断革新，对砂岩油气田以及砂岩体本身的成因研究和认识日益深入，不再只局限在一个油气田的范围内来研究砂岩储集层，而是从区域性沉积发育史的角度，进一步分析整个砂岩体的特点及成因，从而使砂岩分布区的油气勘探成效显著提高。

继二十世纪20～30年代在美洲马拉开波湖玻利瓦尔湖岸和东得克萨斯发现砂岩大油田后，1938～1942年在科威特布尔干构造上，也证实了储量极为丰富的白垩系砂岩大油田。此外，美国加利福尼亚、加拿大西部及伊拉克南部陆续发现许多砂岩大油田。第二次世界大战以后，苏联俄罗斯地台、西西伯利亚低地及欧洲北海区域，又在砂岩中找到了许多大油气田。我国继老君庙、克拉玛依等油田之后，于60年代初陆续发现了大庆、胜利、孤岛等砂岩大油田。特别是在近四十年来，世界各地发现的砂岩地层油气藏和构造油气藏愈来愈多，不仅数量多、分布广，储、产量大，而且砂岩体的成因类型也是多种多样，为我们研究砂岩油气田的形成及分布特征奠定了基础。

一、砂岩体的成因类型

研究砂岩油气田的形成条件，首先需要对砂岩体的成因类型有个清晰的概念。由于砂岩体是各种母岩风化后，经过外力作用搬运、簸选到地壳上特定的地理区域堆积下来固结

而成，所以，应该根据形成砂岩体的外力地质作用和特定的地理环境两项主要原则划分大类，然后结合具体成因条件再划分亚类。这样便于弄清砂岩体成因类型的来龙去脉，阐明各类砂岩体的组合关系，有利于分析砂岩体中的油气聚集条件及分布规律。分类时力求简便实用，满足油气勘探及开发工作的需要。按上述原则，可将砂岩体划分为下列成因类型：

（一） 河流砂岩体类

1.河床砂岩体

2.三角洲砂岩体

3.洪积锥（和冲积扇）砂砾岩体

（二）滨海砂岩体类

1.超覆与退覆砂岩体

2.滨海砂洲（砂堤砂岩体）

3.走向谷砂岩体

（三）浊流砂岩体类（包括海底峡谷砂岩体）

（四）风成砂岩体类

上述各种砂岩体的形态，在平面上可能呈现为广泛分布的席状和狭长延伸的长条状（包括带状、豆状、树枝状），剖面上可呈层状、尖灭状和透镜状。

（一）河流砂岩体类

凡依靠河流的流水将母岩风化后的砾、砂、泥及其他岩石碎屑，搬运到河床、河口或山麓堆积下来形成的砂岩体，统称为河流砂岩体类。

通过沉积学对现代河流及其泛滥平原的研究，人们逐渐认识到河流砂岩体沉积性质的复杂性，欲查明地史上一条河流变迁所形成的砂岩体特征，需要从三个不同的时间单元来考察它们：首先，在一个短时期内（约几年），研究一条河流本身及周围沉积相的形态、特征及分布；接着在一个较长时期内（几年至几百年）考察河流侧向迁移造成的沉积层序；最后，扩大到几千至几百万年内，分析由于沉降作用的快或慢、稳定或间歇的差别，致使一套较厚的层系在纵、横向上所反映的河流沉积作用的特征，它们明显地受沉降速度、物源变化及河流迁移所控制。

在长期构造沉降、气候潮湿的地区，河流发育。河水携带的冲积物大量堆积下来，形成冲积平原。尤其在中、下游一带近海或近湖的宽广冲积平原上，河流砂岩体异常发育。

由于所处的特定地理环境的不同，所形成的砂岩体在几何形态、岩性岩相特征及分布规律等方面都有显著差别，因而可分为河床砂岩体、三角洲砂岩体及洪积锥（和冲积扇）砂砾岩体三亚类。对油气勘探而言，以三角洲砂岩体

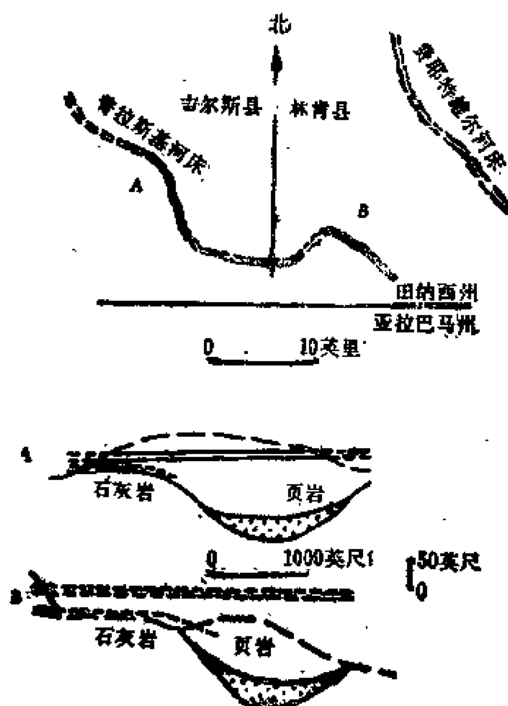


图 9-1 美国田纳西州吉尔斯和林肯县奥陶系普拉斯基和费耶特维尔河床砂岩体油藏平面及剖面图

最为重要。

1.河床砂岩体

由于区域性上升，河道被砾、砂及粘土所充填，河流改道或消失，就可造成河床砂岩体(图9-1)。河流包括主流和支流，可以形成主河床及支河床砂岩体。在河流的不同发展时期，形成的河床砂岩体具有明显的区别。幼年-青年期河流多呈条带状,河床坡度较大，水流急湍，沉积物粒度较粗，多发育在河源附近属低温气候下的沉积，这种条带状砂岩体常顺流延伸，当老河道阶段性地被阻塞，河水遂改流向新河道；至壮年-老年期河流多呈蜿蜒曲折状，河曲外侧受河水侵蚀，而在内侧则常形成点砂坝的侧向堆积,如图9-2所示，每层点砂坝由若干斜层韵律组成，每个韵律代表一次洪水期，韵律之间可为冲刷接触，也可以相互叠加。每个韵律靠河底一端粒粗，渗透率高；靠顶一端粒细，泥质含量高，渗透率低。这种河曲沉积多发育在河流中、下游气候温暖的地带。

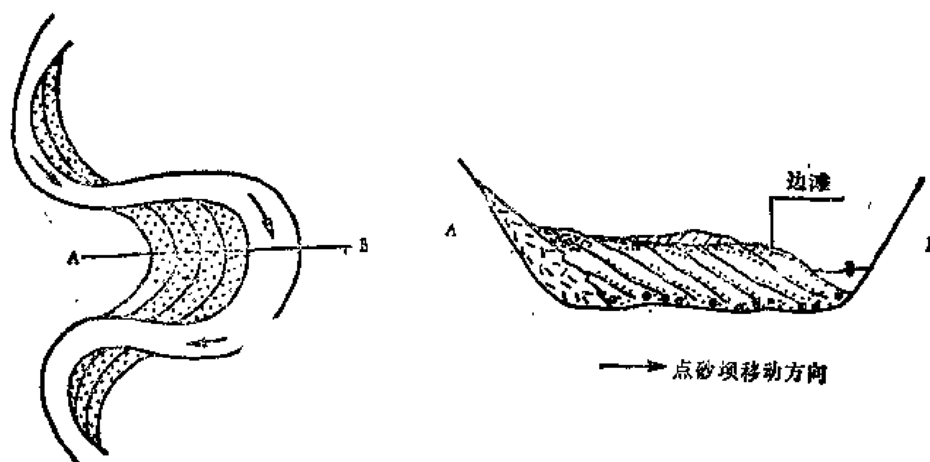


图 9-2 河曲内侧点砂坝的沉积模式图

当沉积物供给充足而地壳沉降缓慢时，河流侧向摆动大，可形成面积宽广的河床砂岩体；反之，当地壳沉降快，河流摆动范围小时，沉积的河床砂岩体窄而厚。大庆油田中部葡I_{2+3}油砂体属前者，姚二、三段下部不少油层属后者。一般说来，平原河流的侧向迁移幅度总是超过河床的沉降幅度，使河流沉积的砂岩分布面积很广。

在河床沉积初期，由于河流的侧向侵蚀，河床不断加宽，坡度变缓，随着河流下切，形成多级沉积阶地。陕甘宁盆地侏罗纪富县世至延安世早期，河流的沉积作用埋藏了早期阶地，这里一般可见2～3级阶地(图9-3)。在四川盆地现代河流嘉陵江的下游重庆沙坪坝一带，还可以见到第四纪雅安期的多级阶地。

河床砂岩体在平面上呈狭长不规则状，沿古河道蜿蜒曲折地分布，有时分叉，有时合并,其走向一般与海岸线垂直或斜交；在剖面上呈透镜状,砂岩体顶面平整而底面下凹，且顶部比底部宽广；河床沉积的矿物组成，同上游区母岩及河流流经区域基岩的成分紧密相关，多属长石砂岩或硬砂岩类，少见石英砂岩。河床砂岩体成分、结构、粒度变化都较大，分选程度很差；斜层理十分发育，单向倾斜，一般倾角15～30°，倾向与砂岩体延伸方向一致。河床砂岩体的渗透性变化大，产油量不稳定。

河床砂岩体厚6～75米(平均36米)，宽250米～20公里(平均4公里)，延伸距离6～160公里；孔隙度10～25%(平均17%)，渗透率60～2000毫达西(算术平均值500毫达西)。据

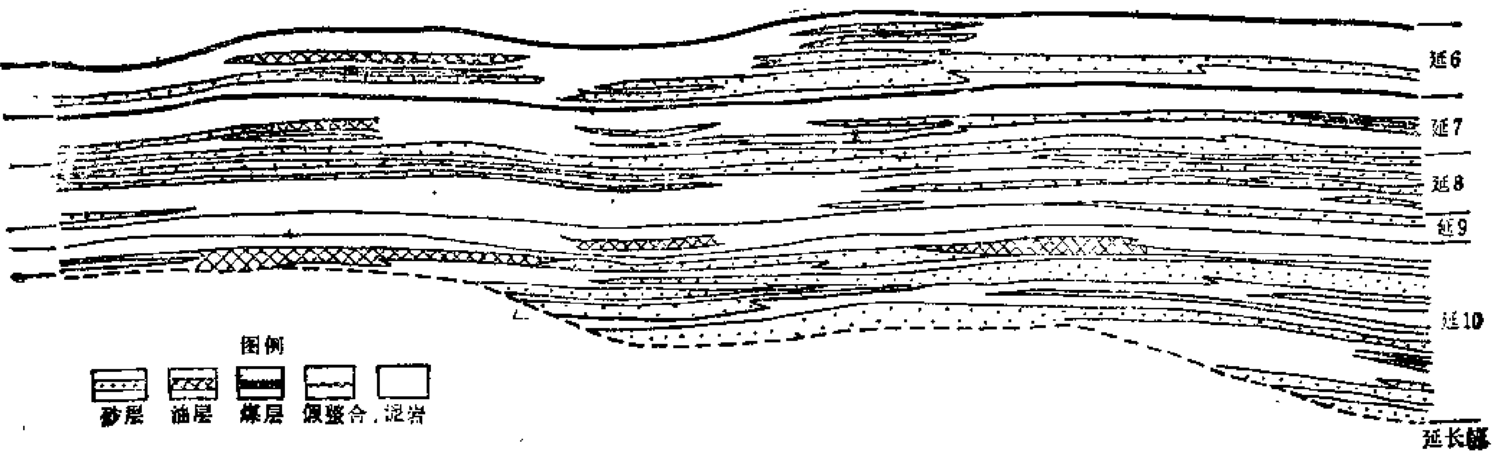


图 9-3 陕甘宁盆地马坊油田河谷阶地剖面图（据陕甘宁石油勘探开发研究院，1979）

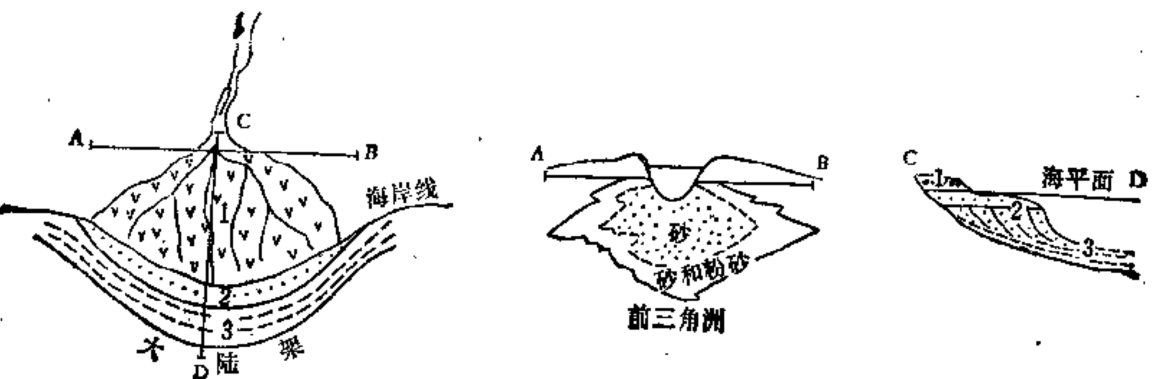


图 9-4 三角洲沉积平面及垂向分带图

1—三角洲平原分流沼泽；2—三角洲前缘砂岩体；3—前三角洲泥岩

D.L.摩格里奇 (Morgridge)和W.B.史密斯(Smith)的报导(1972)，阿拉斯加普鲁德霍湾油田大多数可采油气都出现在二叠、三叠系萨德罗奇特组条带状河流沉积中；受次生石英胶结物影响，孔隙度20～24%，渗透率300毫达西至几达西。

河床砂岩体除以河道沉积为主外，还可细分出次级地貌单位，如浅滩、中坝、天然堤、河漫滩、牛轭湖、决口扇等，在研究河床砂岩体的形成及分布特征时要密切加以注意。

2.三角洲砂岩体

在河流向湖泊或海洋的入口处，底坡减缓，流速突然变慢，水流散开，水介质的物理化学条件也有显著变化，致使河水携带的大量碎屑物质和胶体物质沉淀下来，形成平面上略似顶尖朝向陆地的三角形沉积体，即为湖成三角洲或海口三角洲(图9-4)。河流进入三角洲平原，分成许多支流，向下游撒开成树枝状分布，在各主要支流河床内形成分流砂岩体，而在三角洲前缘则可形成一个叶状薄层砂岩体不断向海推进，造成三角洲前缘砂岩体。

三角洲是陆源沉积物堆积的重要场所，处于海陆过渡地带，受河流、海浪、潮汐等多种作用的影响，沉积环境复杂多变，岩性岩相多种多样，海、陆相沉积交替穿插，富含有机质的泥岩与渗透性良好的砂岩体都很发育，是油气生成和聚集的极为有利的地区。世界上许多大油气田属于三角洲沉积，近几年来各国都非常重视研究三角洲。

三角洲沉积是多种岩性岩相的沉积复合体。在平面上，三角洲沉积可分三个带，从陆向海依次出现：三角洲平原分流沼泽带、三角洲前缘砂岩体带和前三角洲泥岩发育带(图9-4)。三角洲平原带为三角洲的陆上沉积部分，河流到下游分叉形成许多支流，呈放射状向海撒开，形成分流河床砂岩体及其间的天然堤、决口扇、沼泽、湖泊、海湾等环境沉积所组成的多种岩相复合体，成为分流沼泽平原，由砂岩、粉砂岩、泥岩和泥炭、褐煤等交替沉积，具备生储油条件。围绕三角洲平原带的向海边缘部分，即为三角洲前缘带，呈环带状分布，恰位于海岸线地带，河流带入的沉积物经海洋作用再改造、再分配，形成分选好、成分纯净的砂质沉积物集中带，平均含砂量高达75%以上，成为三角洲河口砂坝及席状砂层，是三角洲储集层最发育的相带。由三角洲前缘带向海至海岸线以外的水下部分，属前三角洲带，以富含有机质的暗色泥岩沉积为主，由河流搬运来的最细粘土悬浮物质和胶体物质沉积而成，含海相化石，位于长期快速沉降地区，沉积了导热率低的承压泥岩，形成地下温度和地层压力的高异常带，使有机质能够迅速埋藏、保存并向烃类转化，具备极为优越的生油条件。在泥质含量高的大型河流的三角洲中，它是厚度较大、分布较广的岩相带，再向前方和三角洲两侧，即为大陆架沉积区。

在剖面上，三角洲沉积的分带性也很明显(图9-4)。最底层是最细的前三角洲泥，纯属海相沉积；向上覆盖三角洲前缘砂岩体，在较陡的斜坡上，斜层理发育，属海平面以下的沉积；最上面是三角洲平原上的分流沼泽河流沉积物，含海相成分的混合物。形成这三个带的岩性岩相界面与时间界面是不一致的，对每一同时期沉积而言，上述三带是同时期不同地点的产物，彼此交错相接。随着三角洲不断向海推进，各带沉积均向前推进，浅水沉积覆盖在前期深水沉积之上，形成三带沉积物彼此交错迭覆的组合关系。因此，在三度空间内，一个三角洲可能是由很多叶状沉积体交错镶嵌而成，其中的沉积物粒径向上和向根部增加。这些正是河堤决口及河床迁移的结果。

上述三角洲沉积在平面和剖面上的分带性是一般的共同特征，随着近几年来对世界各大河流现代三角洲的研究，人们对三角洲沉积的认识愈益深入，发现在不同外力作用下，所形成的砂岩储集岩在类型、形态及分布方面都有很大区别。将今论古，这些现代知识对在古代三角洲沉积岩发育区的油气勘探来讲，也是至为重要的。

在河流、海浪、潮汐等不同动力的作用下，在三角洲区域沉积了不同类型的储集岩。如表 9 -1所示，各种动力作用控制了特定的自然地理环境和储集岩类型。例如美国密西西比河三角洲，放射状分流、海湾泥潭及沼泽凹地发育，这里河流起着控制作用，形成放射状分流河床砂岩体及河口砂坝(图9-5)。受海潮作用控制的南亚恒河-布拉马普特拉河三角洲，被潮水道穿叉切割成潮坪及沼泽，发育着近于平行的潮水道砂岩体(图 9 - 6)。而著名的非洲尼罗河及尼日尔河两个三角洲长期受海浪的作用，使各分流入海口被沿岸堤岛所截，形成弧形岸面砂岩体(图9-7)。由此可见，在不同的动力作用下，三角洲区域内形成的砂岩储集岩的类型及分布都会有所区别，这一重要事实在油气勘探工作中应予特别注意。

除上述形成条件外，三角洲沉积的下列特点对油气勘探有着重要意义：

表 9-1　三角洲作用与储集岩类型之间的关系[79]

控制作用	自然地理环境	实　　例	储集岩类型
河　流	放射状分流、海湾泥潭及沼泽凹地	密西西比河三角洲	放射状河床砂及河口砂坝
潮　汐	被潮水道穿叉切割的潮坪及沼泽	恒河-布拉马普特拉河三角洲	近于平行的潮水道砂
海　浪	被堤岛截尾的分流	尼罗河三角洲、尼日尔河三角洲	弧形岸面砂

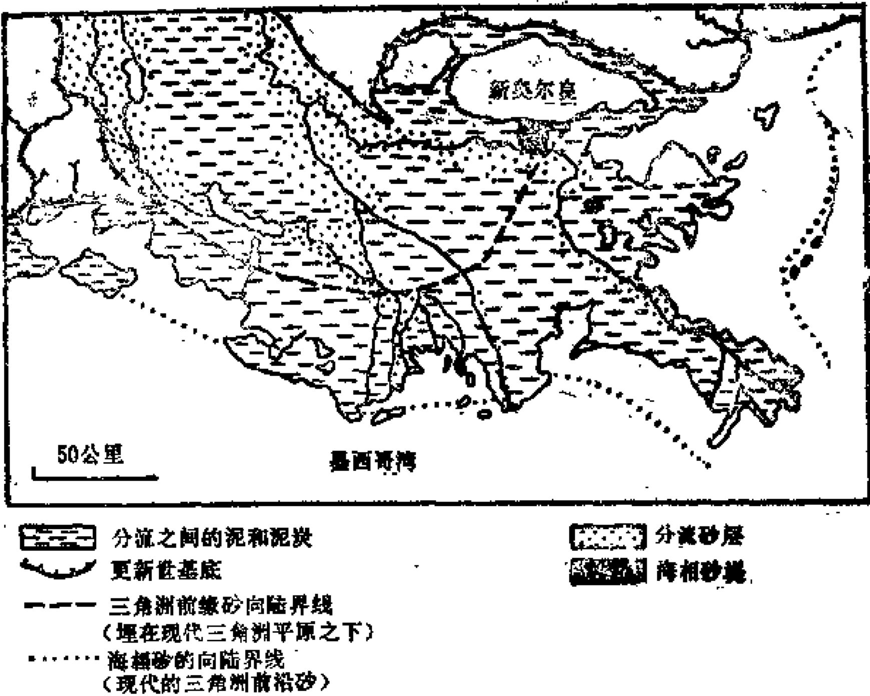


图 9-5　现代密西西比河三角洲的主要砂相分布图[79]

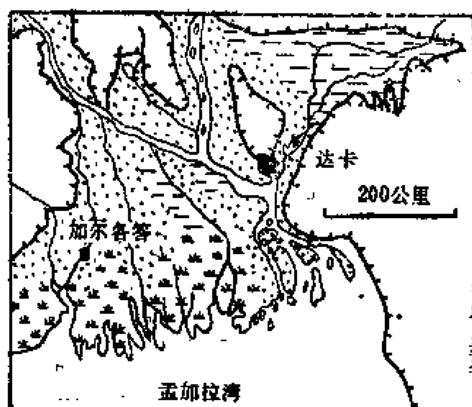


图 9-6 现代恒河-布拉马普特拉河三角洲的主要砂相分布图[79]

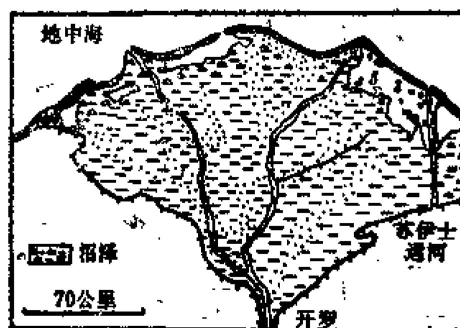


图 9-7 现代尼罗河三角洲的主要砂相分布图[79]

（1）三角洲面积从几十至上万平方公里，最大的如尼日利亚尼日尔河第三系三角洲面积可达75000平方公里[51]，美国得克萨斯州始新统下威尔柯克斯层的克罗达尔三角洲体系，由六个三角洲复合体组成，总面积达104000平方公里(图9－8)。我国黄河、长江都属于世界上较大的河流，具有广阔的三角洲平原，近十多年来，黄河每年向海外生长2～3公里，最快一年10公里，长江每年向海生长36米。

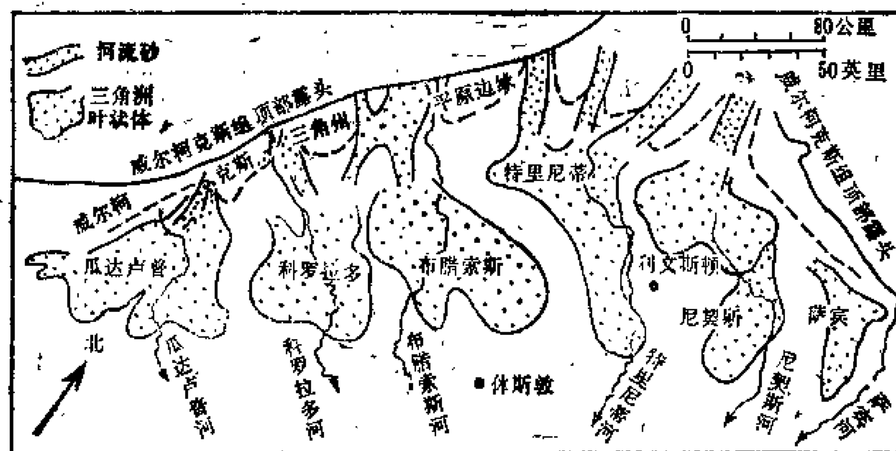


图 9-8 美国得克萨斯州墨西哥湾海岸平原六个威尔柯克斯三角洲分布图
（表示了现代河流与古代三角洲分布体系的继承性）[8]

（2）平面上呈树枝状(图9-9)，向海(湖)分叉散开，并且在向海一侧经常为狭长的海底砂洲所环绕；剖面上河床砂岩体底凹顶平，顶部常同席状砂层连片，将各分流砂岩体联系起来。厚度横向变化大，现代三角洲沉积最大厚度可达数千米，但横向突然变薄。

（3）三角洲有丰富的生油气母岩，前三角洲暗色粘土沉积既含大量浅海相浮游生物，又含河水注入的陆源有机质，干酪根多属Ⅱ、Ⅲ型；加上巨厚承压泥岩的隔绝作用，造成异常高的温度和压力，有利于大量油气的生成。

（4）三角洲具有多种类型砂岩储集岩，从河床及分流河床砂岩体，经三角洲前缘海相砂岩，到一些三角洲最下部的深海河道及深海扇砂岩体。尤其是三角洲前缘砂岩体粒度较

细、分选较好，储集性质甚佳。三角洲作用将它们广泛注入富含生油气岩的海相盆地，可以获得充足的油气来源。

（5）三角洲的特定地质环境决定了盖层条件好，发育多种类型圈闭，从受基底构造控制的构造圈闭，到底辟构造、滚动背斜及地层圈闭，为油气聚集提供了有利场所。

由上述不难看出：为什么三角洲沉积拥有丰富的油气资源，这正是它特有的地质、地理条件所决定的。只要仔细查明三角洲的类型及其各种砂岩体的分布状况，就不难找到巨大的油气田。

3.洪积锥(和冲积扇)砂砾岩体

在干旱气候区，山地河流进入平原的出口处，坡度突然变小，流速骤减，水流分散，加以气候干旱，分散的水流更易蒸发，大量碎屑物质便在山口处快速堆积下来，形成一个近半圆锥形的沉积体。平面上呈扇形，剖面上呈楔形，以砂、砾为主要组分，称为洪积锥(或冲积扇)砂砾岩体(图 9-10)。大者面积可达几十至几百平方公里，顶点高出周围平地可达百余米，体积几十立方公里。若为大型的山地河流，侵蚀能力较强，山地河床与平原河床的坡度相差不大，而且河水较大，冲积物可以继续被带到远处，形成一种延伸很广的扇形沉积体，称为冲积扇(锥)，它向平原逐渐过渡。

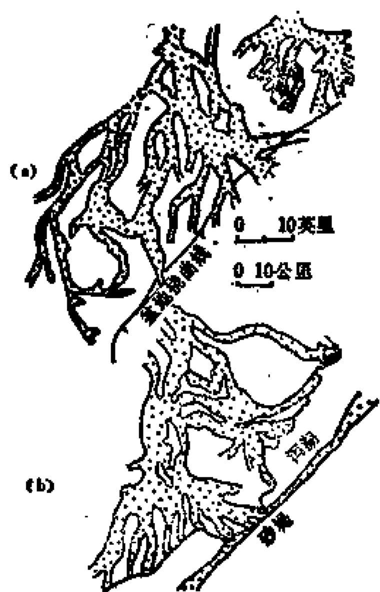


图 9-9 美国两个典型三角洲砂岩体分布图[43]
(a)俄克拉何马州布奇三角洲；
(b)得克萨斯州里欧-格朗德三角洲

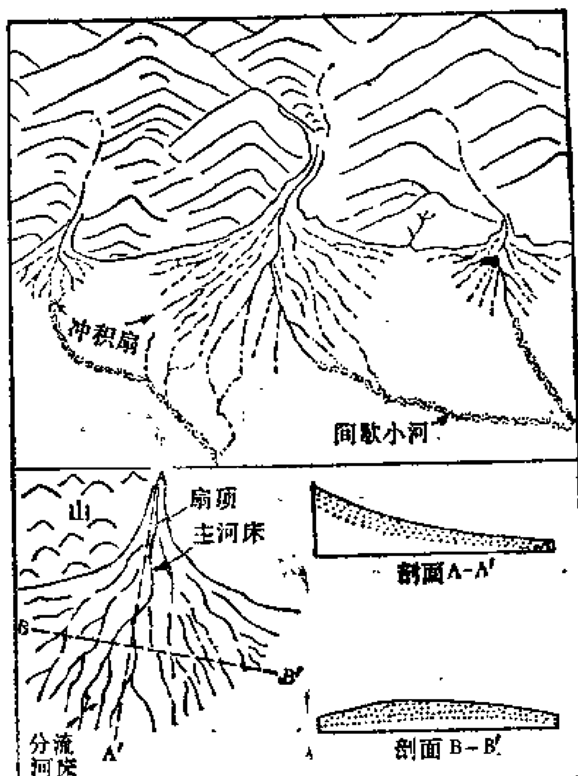


图 9-10 洪积锥(或冲积扇)沉积模式图

洪积锥(和冲积扇)，成分以中、细砾石为主，次为砂，混杂少量粘土，组成砂砾岩体。分选和圆度都很差，砾石成分同山地母岩密切相关，不稳定成分大量保存下来。砂砾岩体呈透镜状，常混有泥岩夹层。砾石可呈叠瓦状排列，扁平面倾向山区，倾角30～40°。有单向斜层理，倾向平原，倾角10～15°。常见冲刷与充填现象，岩层多呈红色，缺乏生物

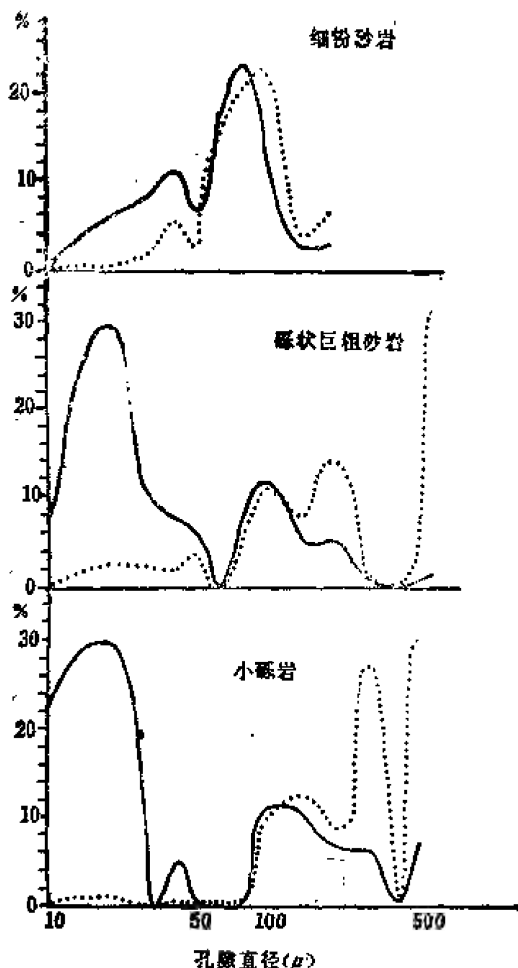
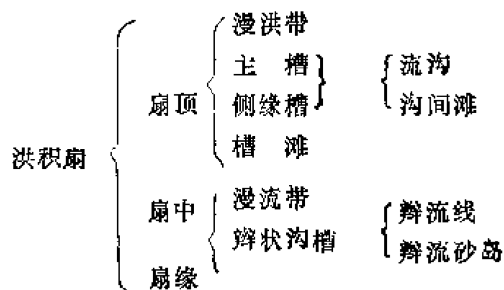


图 9-11 克拉玛依-乌尔禾油田三叠系砂砾岩孔隙直径的频率曲线(据新疆石油勘探开发研究院，1979)
实线—不同直径孔隙的数量百分率；
点线—不同直径孔隙的面积百分率

化石，锥前端可能有零星植物化石碎片。

洪积锥砂砾岩的孔隙结构同细、粉砂岩相比有明显的区别：洪积锥砂砾岩的单个孔隙形状多呈不规则棱角状或弯曲状；随着粒径增大，孔隙直径的频率曲线形状趋向于不规则的多峰状，孔隙直径变化范围增大(图9-11)；从细粉砂岩→砾状巨粗砂岩→小砾岩岩性逐渐变粗时，大孔隙(孔隙直径大于100微米)的数量百分率虽然变化不大，但是面积百分率却急剧增加。因此，洪积锥砂砾岩储集体油藏开发时，要密切注意油田水主要沿大孔隙推进，易于造成采收率低的特点。

准噶尔盆地克拉玛依-乌尔禾油田三叠系以洪积扇砂砾岩储集体闻名。据新疆石油管理局石油勘探开发研究院的研究，将这里的洪积扇划分为扇顶、扇中、扇缘三个相带，然后细分为若干亚相：



各个相带在岩石类型组成、粒径、分选、泥质含量等方面都有差别，因而其渗透性和储油潜能也就变化较大。现以该油田三$_3$区为例，列举各亚相的主要地质参数如表9-2。

表 9-2 克拉玛依-乌尔禾油田三$_3$区三叠系洪积扇各亚相的地质参数
(据新疆石油勘探开发研究院，1979)

相带名称	主槽	侧缘槽	槽滩	漫洪带	辫流线	辫流砂岛	漫流带
砂砾岩厚度/层组厚度，%	97.5	100	82.2	22.5	84.5	70.5	33
砾岩厚度/砂砾岩厚度，%	96.5	60	69.8	36.9	94	61.3	0
中值，毫米	3.69	1.95	2.75	2.0	1.8	1.38	0.11
分选系数	6.01	3.34	4.66	13.45	5.57	5.87	8.85
泥质含量，%	9.95	8.55		35.73	14.56	13.9	39.3
平均渗透率，毫达西	521	323		<1	556	283	13.2
石油储量百分率，%	44	6.5	14.5	0	20	15	0

由表列数据可知：主槽、侧缘槽及辫流线的渗透性较好，是石油储集的主要部位。在剖面上，洪积扇砂砾岩储集体以中上部渗透性较佳。

此外，我国东部断陷盆地边缘，近岸水下扇及洪积锥砂砾岩体亦较发育，如华北平原冀中廊固及沂蒙山区泗水等“北断南超型”第三系断陷盆地北缘，也常见此类砂砾岩体。

上述各种三角洲、冲积扇砂岩体若发育在内陆湖盆里，历时连片构成湖泊砂岩体，层状，横向分布广泛，其成因多同河流搬运注入湖泊的三角洲、冲积扇等沉积物有关。当然，它也可能是在湖盆中同时沉积下来的产物。

(二)滨海砂岩体类

滨海地区（包括三角洲）分布着各种类型砂岩体，形态多样，成因复杂，其根源在于这种区域具有特殊的地质地理条件：

(1)区域性构造升降运动频繁，海水时进时退，海潮时涨时落，海岸线经常变迁，局部沉积间断时有出现；而且，沉降速度快、幅度大，沉积物堆积迅速。

(2)在河流入海口，条件更复杂。受河流、波浪、潮汐、海流及水介质特性骤变等多种作用的影响，既有河流从大陆带来的碎屑物质和胶体物质，又有海浪带来的海底冲刷的沉积物和海相化学沉积；既有陆源矿物，又有海相矿物和元素；既有陆源生物化石，又有海相生物化石；水介质条件特殊，河流淡水注入含盐量较高的海水，中和作用易使胶体物质沉淀。

(3)古海岸线、古地形对沉积物的形成和分布常起重要控制作用。在地质历史上古海岸线的变迁，直接影响砂岩体的形成和位置；古地形的起伏和坡度对碎屑物质的粒度、分选及沉积速度都有着重要作用。

(4)古气候的演变，海风的季节性变化，都对生物的发育和沉积物的性质有重要影响。

以上的特殊地质地理条件，决定了滨海地区沉积环境复杂多变，岩性岩相多种多样，形成各种类型砂岩体，除三角洲砂岩体已如前述外，在滨海区域尚可常见超覆与退覆砂岩体、滨海砂洲（砂堤）、走向谷砂岩体等，现分述如下：

1.超覆与退覆砂岩体

在第七章第3节已论述在水陆进退地带，地层超覆与退覆层系的成因及特征。由图9-12可知，在水进时期形成的超覆砂岩体，反映在剖面上往往由下而上逐步向大陆推进；在水退时期形成的退覆砂岩体则逐步向水盆退却。但是，区域升降运动的复杂变化，在地层剖面上必然造成超覆与退覆交替出现的多种多样情况，这些变化都有助于形成各种砂岩体。

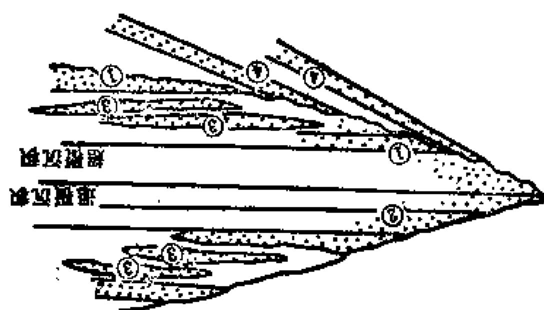


图 9-12 超覆、退覆砂岩体与海滩砂岩体
①超覆砂岩体，②退覆砂岩体；③海滩砂岩体；④不整合遮挡砂岩体

海进砂岩体分布广但层薄，常含有海绿石、磷酸盐结核及残余动物群。由于海进砂岩体向上变细，渐变为海相页岩，储集性质变差，所以记载的工业油气田比海退砂岩体少。海退的广泛席状砂岩体，只在砂屑连续供给的地区如三角洲附近才会发育。它常混杂河流携来的未成熟砂粒，如页岩、片岩、长石、燧石、云母、石灰岩及碳质物等颗粒。这种席状砂是在最高能条件下沉积的，顶部附近储集性质变得最好。

随着海水进退时沉积边缘的变迁，在海进岩系或海退岩系剖面上，常见许多透镜状的

海滩砂岩体与超覆、退覆砂岩体交错重叠在一起，只是后两者都伸达海岸剥蚀面，而海滩砂岩体却未到岸就尖灭了（图9-12）。但是，随着海进超覆砂岩体不断向陆地扩展，退覆砂岩体不断向海洋退却，海滩砂岩体亦呈雁行状随之进退分布。如图9-12所示，在下半部海进岩系剖面中，雁行状排列的海滩砂岩体逐渐向大陆移动，且多密集在剖面下部；而在上半部的海退岩系剖面中，海滩砂岩体则逐渐向海洋推移，且多集中在剖面上部。所有这些现象都是海水进退变化的结果。

美国最大油田东得克萨斯的生产层是这类砂岩体的典型实例（详见第七章）。

2.滨海砂洲（包括砂堤）

在古海岸线附近的滨海地区，由于海水的进退，海浪不断地往复运动，将松散的砂质碎屑选择性地堆积下来，形成若干平行于海岸线分布的砂堤（或称堤岛）。在共同的砂质底盘上发育起来一个或若干个相互平行的砂堤，统称为滨海砂洲（图9-13）。松散的碎屑来源于多方面，以河流三角洲供给或波浪侵蚀海底的物质为主，从陆地吹来或大陆架运来的砂次之。

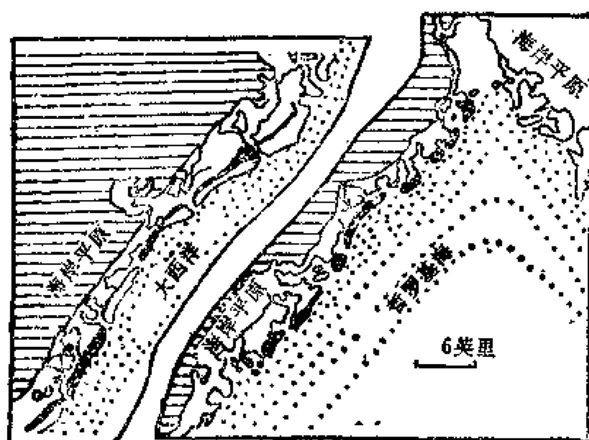


图 9-13　滨海砂洲地图（据N.W.Bass, 1936）
右侧一美国堪萨斯州东南部哲罗基海滨海砂洲（黑色部分），横线为海岸平原，二者之间白色部分为滨海沼泽地带；左侧一美国新泽西州现代滨海砂洲

由于夹带砂、石的海浪碰击海岸回流时，不同粒径的砂、石会进行选择性堆积，顽石在海底坡度20～35°的地方便可堆积下来，而卵石、粗砂、细砂则依次在坡度为10°、7～5°及5～2°的海底方可沉淀，因此，在距岸不远的平坦滨海区域形成的砂堤，颗粒分选良好，可以成为较理想的储集层。砂堤的高度决定于海浪的高度，海浪愈大，所形成的砂堤亦愈高，最高约5米，一般1～2米。砂堤的宽度决定于海浪作用时期的长短和海浪的方向，海浪作用时期愈长，砂堤就愈宽；若海浪垂直地冲向海岸，就比斜交冲向海岸时所形成的砂堤宽些。一般滨海砂堤的宽度为10～13米。

一排砂堤往往是由多个砂堤砂岩体断续相连而成，可以连成很长的砂堤。有些地区，可见若干排砂堤大致平行分布，距岸最近的是由最强的暴风浪形成的，粒度最粗，分选较差；离岸较远的粒度较细，分选较好，高度略低。所以，沿砂堤的纵、横方向都可发现多个砂岩体，并且在其发展过程中还可归并为一体。

滨海砂堤在平面上呈狭长带状，平行海岸线分布，与海岸之间常有泻湖、沼泽或海湾相隔；剖面上呈透镜状，底平而顶拱。各种等岩性线（如沉积物的成分、粒度、分选系数等的等值线）一般都和沉积边缘平行。向海一侧砂岩与页岩分界明显，渗透性较好；而向陆一侧砂岩渐变为页岩和粘土，常富含泥质，渗透性较差。砂堤砂岩体与河床砂岩体不同，在垂向剖面上的粒度变化常为由下向上变粗，呈反旋回特点，顶面清楚，底界为渐变的。这都是海退沉积滨海砂的共同特征。

在新墨西哥州与科罗拉多州之间圣胡安盆地中的比斯蒂（Bisti）油田即为上白垩统盖洛普（Gallup）砂岩中之砂洲产油（图9-14）。当时被北美西部内陆海所淹没，石油产自盖洛普砂岩最上部之马里（Marye）砂洲砂岩段，产油砂层向东北倾斜，其上为海相曼科

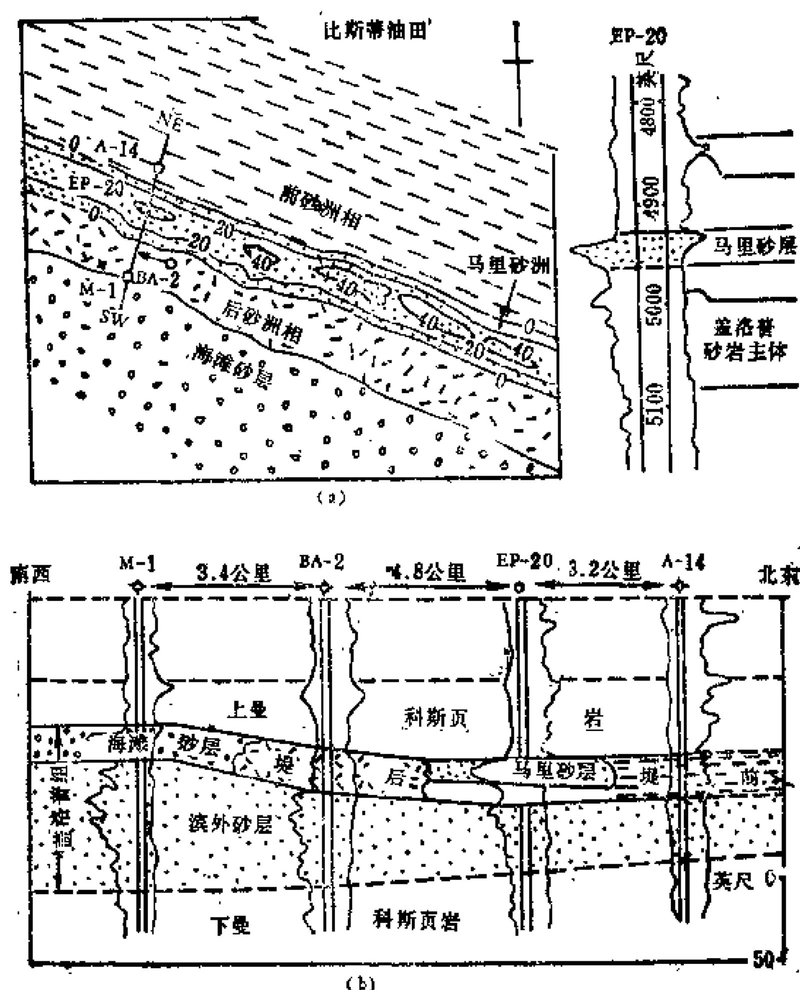


图 9-14 美国新墨西哥州比斯蒂油田综合图
(据F.F.Sabis, 1962修改)
(a)马里砂洲砂岩体等厚图及EL Paso-20号探井剖面图;
(b)油田横剖面图

斯（Mancos）页岩所盖。石油聚集受砂、页岩分布控制，不受地质构造支配。马里砂洲砂岩段长逾30公里，宽约3公里，厚度为10米左右，为海退最盛期的产物，距海岸线约16～24公里。

可采储量逾一亿吨的皮佩尔（Piper）油田是北海北部侏罗系滨海砂岩体储集层的重要实例[83]，由一系列砂堤和其他沿岸浅海砂岩体呈迭瓦状堆积而成，其间仅被不连续的薄层粉砂岩和粉砂质页岩所分割。砂岩总厚35～110米，由厚约2～30米的海进和海退单元所组成；孔隙度22～27%，渗透率150～10000毫达西。

3.走向谷砂岩体

在海进过程中的海岸上，沿单面山古地形陡崖或断层陡阶走向分布的砂岩体，即为走向谷砂岩体。如图9-15(b)在单面山古地形的侵蚀面上，有若干平行于石灰岩走向的侵蚀山谷，后来遭到海侵，随着区域沉降，海岸线由南向北迁移，海平面伸达的范围逐渐扩大

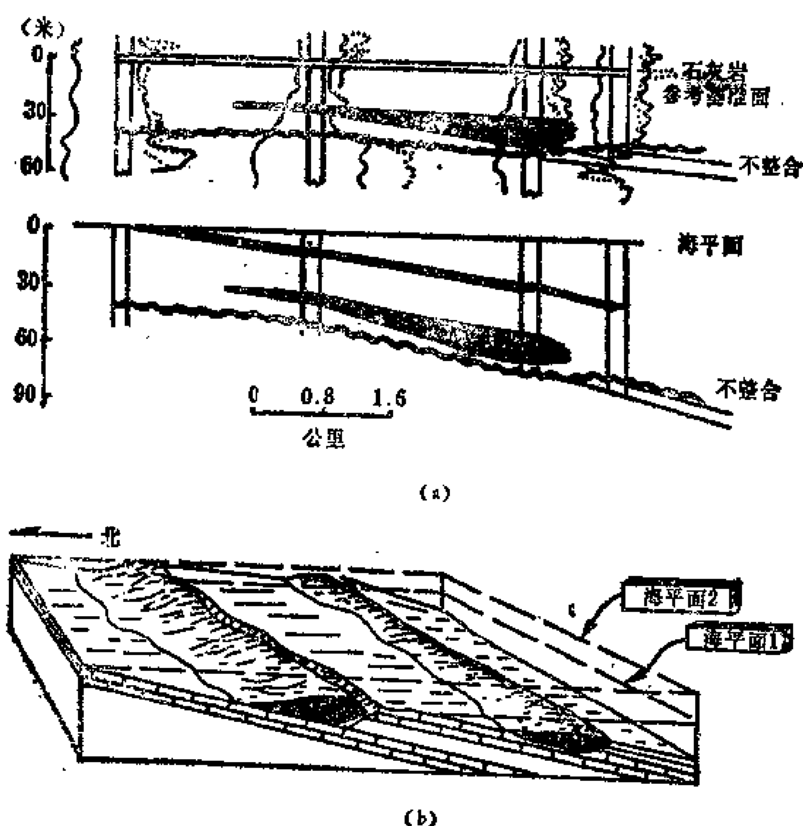


图 9-15 美国安纳达科盆地宾夕法尼亚系哲罗基走向谷砂岩体综合图
(a)南北向电测剖面；(b)形成机理模拟图

(由海平面1扩大到2)，于是依次从南向北沉积了两个走向谷砂岩体。它一般长达几公里，宽0.5～1公里；在剖面上呈不对称的泪珠状，近海一侧砂岩体最厚，突变为泥质岩而尖灭，向大陆方向逐渐变薄至尖灭；底面均为不整合面，顶与盖层之间多为连续沉积，间或出现沉积间断。在一个区域内通常可见两个以上大致平行分布的砂岩体，其位置、走向及范围均受砂岩体之下的古构造及古地形的控制。通过对各时代古海盆或古湖盆边缘的古地形、古构造及古海（湖）岸线的分布状况进行仔细研究后，便有可能发现这种砂岩体。图9-15(a)是美国发现的一个实例，宾夕法尼亚系底部哲罗基砂岩体不整合沉积在密西西比系东西向单面山侵蚀谷内，最大厚度15～17米。

总之，在滨海区域，随着海水进退的变化，可以形成各种类型砂岩体，有些类型在成因上互有联系，发育在同一区域，需要详细研究当时的沉积环境及古地理状况，才有可能阐明它们的成因类型及分布规律。在浅海大陆架区域常常发现分布广泛的层状砂岩体，其成因固然可以是在同一时期内沉积的，称为大陆架砂岩体；但更可能是滨海区不同类型砂岩体在不同时期沉积下来，互相连片而成的历时砂岩体，这就要求仔细分析岩性岩相特征、几何形态及分布规律，才能作出正确的结论。

(三)浊流砂岩体类（包括海底谷、海底扇、海底三角洲砂岩体）

浊流在形成深水沉积物过程中的作用，是本世纪影响地质理论的最重要概念之一。最初它被用来解释美国加利福尼亚州文图拉盆地上新统储集岩的成因，后来在世界其他地方也识别出深水砂岩储集岩，逐渐引起人们的重视。尽管目前它在世界石油储量中只占很小

比例，但是，随着今后深海油气勘探的开展，浊流砂岩体的重要性必将与日俱增。

在构造运动非常强烈的海洋（或湖泊）中，大陆架沉积物被搅动掀起，沿陡峻的大陆斜坡或微斜的海底扇上沉积物出现滑动，或断层上升盘沉积物发生崩坍，都可产生大量泥砂、砾石，呈悬浮状态沿海底峡谷或海底斜坡流动，形成巨大的浊流（图9-16）。由于它含大量悬浮碎屑物质，密度很大，动能很大，可以搬运很远，直达深海平原。在搬运途中，按重力分异作用，随时将所携带物质沿途沉积下来，先粗后细，形成浊流沉积岩，简称浊积岩，如浊积砂、浊积砂岩等。

深水浊积岩在成因上大致可以归纳为两种沉积模式：一种模式是在本来无沉积的大陆斜坡上，深水道和峡谷供给砂屑至盆底，堆积成一个海底扇，这种扇的峡谷类型大致同一定的构造部位有关；深水浊积岩的另一种沉积模式是发生在非构造部位，砂屑来自同行三角洲斜坡的不稳定部分，其上部以砂质为主，在陷落、滑动、物质流和浊流等综合作用下，沿着斜坡往下移动，至更远处形成一个斜坡楔状体，其中含砂量相当大。

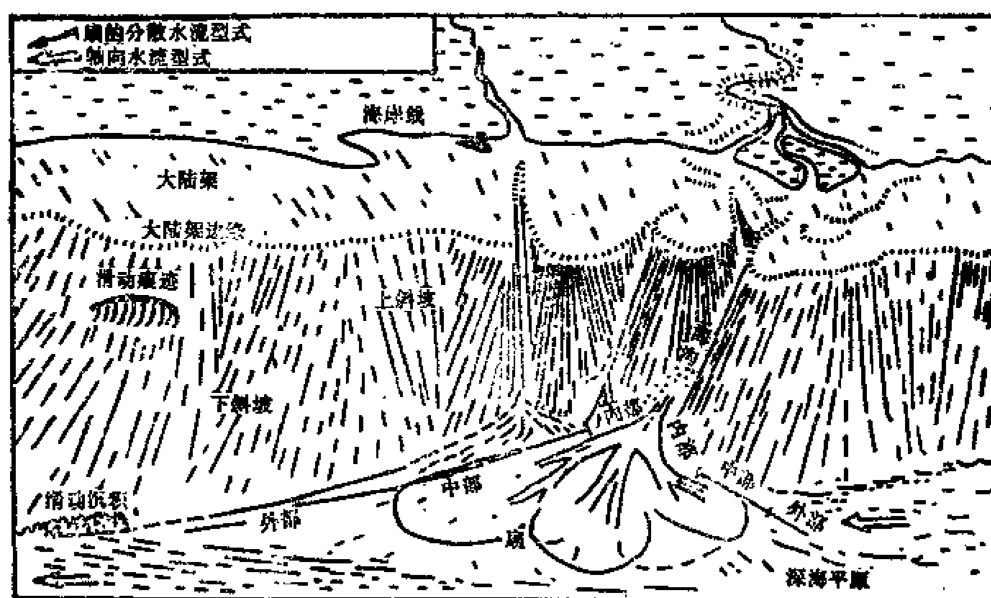


图 9-16　浊流砂岩体沉积环境模拟图[71]

深海浊积岩多为砂屑浊积岩，少数为钙屑浊积岩，与深海页岩成频繁互层，组成许多小韵律。仔细观察每个韵律，可发现由下向上呈现明显的递变层理特征，一般依次由底部粗砂递变层、下部细砂微细水平层、流水波纹层、上部泥质微细水平层、深海页岩等组成，即浊流砂岩体的四个小层与深海页岩组成一个完整的递变小韵律，称为波马层序（Bouma Sequence）。典型实例为阿诺特砂岩的垂向变化，详见图9-17。浊流砂岩体的成分属陆源物质，多为不稳定组分，除石英外，含较多岩屑、长石、云母和泥质，多属硬砂岩及长石砂岩；含异地带来的浅水底栖生物化石；常见底痕（如槽模、沟模、脊痕、锥模、刷模等）、揉皱层理、不对称流水波状层理，但却没有浅水或大陆沉积作用的沉积构造标志。

深水浊积岩的沉积环境，如图9-16所示，从大陆架边缘向下，依次可以划分为大陆斜坡（上斜坡、下斜坡）、海底扇（内扇、中扇、外扇）及深海平原等岩相单元，每个单元的

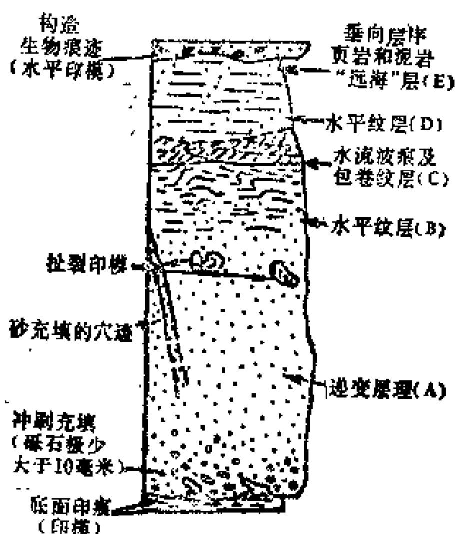


图 9-17 法国阿尔卑斯海滨省佩拉-卡瓦区渐新统阿诺特砂岩——典型的浊流砂岩体沉积构造韵律[8]

主要沉积特征详见表9-3。

深海浊流砂岩体常沿海底峡谷向深海平原按机械分异的粗细规律分布，在海底峡谷沉积最粗的砾和砂呈长槽形分布，至海底扇和深海平原则形成细、粉砂及泥质沉积；在浊流沉积物中常伴有火山碎屑沉积。现代浊流沉积物总厚度可达几千米，分布范围达几千至十多万平方公里；单层砂岩厚度由几毫米至几十米，甚至大于100米，其延伸长度可以追索几十至一百多公里。在广大区域内，浊流方向比较一致，岩性、厚度亦较稳定。

白令海峡谷是世界最长的现代海底斜坡谷，长达400公里，体积4300立方公里。古代浊流砂岩体从前寒武纪至第三纪均有发现，如我国浙江省西部上奥陶统浊积岩、美国加利福尼亚州文图拉盆地上新统至更新统浊积岩砂、页岩互层厚达6000米。浊流砂岩体是良好储集层，其上覆深海页岩生油，组成较理想的旋回式生储盖组合。美国加利福尼亚州文图拉和洛杉矶两盆地发现的许多大油田，生产层都属浊积岩系。最近研究得克萨斯州托普逊威尔气田的始新统威尔柯克斯组气藏的沉积特征，识别出属于古代海底峡谷沉积。

(四)风成砂岩体类

在大陆的广阔沙漠区、河流三角洲及海、湖滨岸区域，常见风力作用从远处刮来砂屑堆积成各种形态的砂丘，相互连绵成片，即为风成砂岩体。其底面呈不整合，大型砂丘堆积顶面较平，与上覆地层平整接触。砂丘的沉积形态对最终合成砂岩体储集层影响很小。在中等风力作用下，砂丘横截面呈新月形，端角顺风向排成一线；在较强风力条件下，砂丘顺主要风向伸长。通过鉴定定向岩芯、倾角测量仪录井以及区域研究，都有助判断古风向。

风成砂丘幅度高、角度大(>30°)。一般发育大型斜层理，呈稳定排列。每个纹层内粒度分选好，但不同纹层之间则粒度差别明显。砂粒粒级由粉砂至粗砂，风力搬运砾石最大直径可达1厘米，但一般砾径大于5毫米的砾石仍少见。较粗砂粒(0.5～1毫米)的圆度较好。砂质纯净，不含泥质，未胶结的石英砂常见霜面特征，普遍缺乏云母片。

风成砂岩体是由成分纯、圆度好、分选佳、胶结弱的砂粒组成，因而具有良好的孔隙性和渗透性，其中又缺乏页岩夹层，区域性渗透性稳定，厚度很大，现代撒哈拉砂丘厚逾300米，所以风成砂岩体往往是最有利的碎屑岩储集层。如西欧北海下二叠统罗特利根德斯(Rotliegendes)红层中有许多含气风成砂岩直覆于生油气岩之上，形成许多大气田。荷兰的格罗宁根、英国近海的因德法蒂加布、莱芒等大气田的生产层多为旱谷到海岸平原的沙漠砂丘沉积，这里风成砂岩体分布范围东西长达1000公里，南北宽约300公里，厚逾200米，孔隙度25%，渗透率1000毫达西[83]。这些砂以极细粒至中粒为主，较细者次棱角状，较粗者次圆-圆，普遍具霜面，除自生粘土外，没有泥质出现，砂岩一般被赤铁矿、自生粘土胶结，局部为白云石和硬石膏胶结。凡原生孔隙保存好的地方，砂岩就成为气田

表 9-3 深海浊积岩的主要特征[71]

沉积环境	近端					远端
	斜坡	内扇	中扇		外扇	深海平原
主要轮廓	斜坡楔状体 斜坡水道和海沟	水道 天然堤 堤间区域	水道 网状(辫状)分流系 天然堤 堤间区域	沉积叶	岩席	
沉积作用	滑动 滑动沉陷 物质流动 浊流(有限的)	扇状水道中滑移沉积物的总量不断增加			浊流 深海沉积作用	
			在天然堤间区域，浊流为主的深海沉积作用			
层厚	厚层状，<1~10米，在水道轴部最厚； 合并的砂层厚达100米	厚层状充填水道	局部深水道向上变为薄层、细粒旋回(20~60米)	局部浅水道向上变厚，变粗旋回(40~200米)	薄层状(<0.5米)	
层的连续性	斜坡楔状体：侧向连续可追数公里； 斜坡水道和海沟：往水道下游连续	在沉积倾斜方向上连续性较好				大面积连续
递变层理特征	非递变-递变的 波马层序ae	递变的 波马层序ae(ab)	最完整的波马层序abcde		波马层序 bcde/cde	波马层序 cde/de
粒度和分选	粒度变细——→ 分选变好——→					

主要产层。这套风成砂岩体中，气体可采储量约达25000亿立方米[43]。阿尔及利亚哈西·勒迈尔气田下三叠统砂岩产气层也可能部分是风成的。

总之，自然界砂岩体分布很广，类型繁多，成因复杂，以上各种类型砂岩体相互之间常常有着密切联系。在陆相沉积中，湖成砂岩体往往同河床砂岩体、三角洲砂岩体、冲积扇砂岩体、风成砂岩体混在一起，不同时期、不同成因的砂岩体有时连成一片，形成一个历时层状砂岩体。在滨海-浅海区域也有类似情况。这就要求我们对砂岩体的岩性、岩相、厚度、几何形态及古地理位置进行详细的综合分析，才可能正确判断它们的成因类型，为研究砂岩油气田的形成及分布特征奠定基础。

二、砂岩油气田的形成及分布特征

不同成因类型的砂岩体同油气田的形成及分布有着密切关系。这些砂岩体多系物性良好的储集层，在具备油源及圈闭的条件下，便可形成各种砂岩油气田。由于砂岩体本身很少具有生油条件，油气多来自其上、下及周围的粘土岩，因此，砂岩体常常与其周围的粘土岩构成生储盖组合，然后油气聚集于其中的圈闭内，形成砂岩油气田。

(一)生储盖组合特征

由粘土岩与碎屑岩组成的生储盖组合在自然界是最常见的。除河床砂岩体及风成砂岩体外，上述各种砂岩体多发育在海洋及内陆湖泊中，周围的不渗透层往往是富含有机质的粘土岩类，系还原环境产物，可作为良好的生油气岩。随着生油气岩埋藏深度加大，地下温度升高，达到有机质成熟大量向油气转化的阶段，生油气岩中的微裂缝及层间裂隙便成为油气渗入邻近砂岩储集岩的有效通道，这些粘土岩还可充当致密的盖层。这样，油气便可能聚集到砂岩体内的圈闭之中，形成原生油气藏。其生储盖关系密切，常常紧靠在一起，呈侧变式或旋回式组合。特别是在三角洲区域，三角洲前缘砂岩体广泛注入生油气能力十分优越的前三角洲泥岩，更是形成有效的侧变式或旋回式生储盖组合的有利地区。当然，当有些砂岩体同断层、不整合带有联系时，油气也可来自下伏构造层或远处的生油气岩。

在这种粘土岩-碎屑岩类生储盖组合中，砂岩储集岩与泥岩生油岩的组合关系对油气聚集能力有着重要意义。据美国7241个砂岩油藏的砂岩平均厚度与总可采石油量之间的关系统计结果表明：砂岩体与其周围生油气岩的接触面积是控制石油储量的最重要因素[65]。并且归纳出经验公式：地下砂岩储集层中的石油总储量与砂岩平均厚度的平方成正比例

$$I_o = C \cdot Y^2$$

式中 I_o——砂岩储集层中的石油总储量，米^3；

Y——砂岩的平均厚度，米；

C——常数，当平均采收率为27%时，C值为2.85×10^4米^{3}石油/米^2。

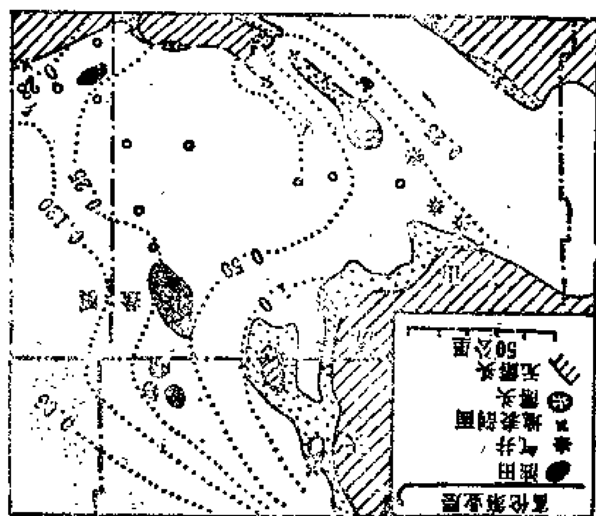


图 9-18 美国怀俄明州盐溪区白垩系弗朗提尔组砂-泥比率图（据P.A.Dickey & R.E.Rohn, 1958）

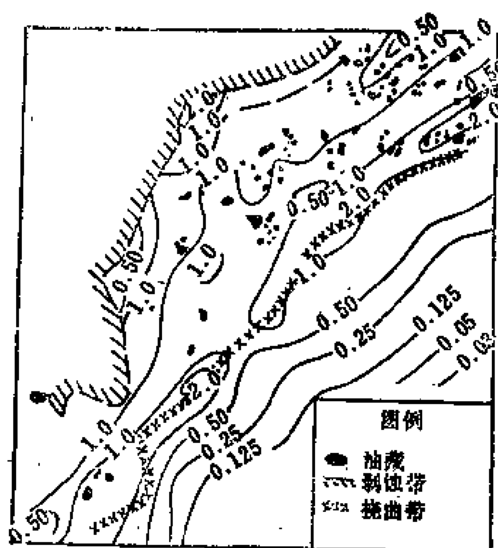


图 9-19 美国俄克拉荷马州东南部宾夕法尼亚系阿托卡组砂-泥比率图（据D.A.Busch, 1950）

根据上述统计数据求得C值的变化范围不大，介于1.3×10^4～6.3×10^4米^{3}石油/米^{2}之间。C值的变化同砂岩体类型、储集性质、生油气岩特征等因素有关。由于C值变化不大，所以控制地下可采石油体积的最重要因素是砂岩厚度。换言之，从上式因次关系分析，砂岩与其围岩(生油气岩)之间的接触面积可能是运移至砂岩中的石油数量的控制因素。

所以，在一些砂岩、泥岩互层剖面发育的地区，利用地层等厚图和砂-泥比率图来寻找油田能够获得较好的效果。迪基和罗恩(P.A.Dickey and R.E.Rohn, 1958)将分布于美国

怀俄明州盐溪区之白垩系弗朗提尔组(系由云母质砂岩和页岩组成)作成砂-泥比率图(图9-18)，结果发现石油多产自砂岩与页岩之比例为1/4的地区，即油田多沿着0.25等比率线分布；而天然气却聚集于砂岩分布较多的地区。与此相似，在俄克拉何马州东南部宾夕法尼亚系阿托卡组暗灰色页岩中夹1～10层透镜状砂岩，在东南部厚逾1500米，向西北骤减至尖灭(图9-19)。当时之古陆位于西北部，向东南倾伏入海盆，石油聚集多沿近海岸带砂-泥比率0.5～2.0的地区。

从不同学者在世界若干产油地区研究砂-泥岩厚度比率和剖面中的砂岩厚度百分率的统计结果(表9-4)可以看出：对石油聚集最有利的砂岩厚度百分率大致介于20～60%，中值为30～40%。真柄钦茨(K.Magara,1978)根据砂岩与页岩等厚互层及不等厚互层设计了两种地质模型，研究砂岩储集层层数、砂岩百分率与页岩平均厚度之间的关系，证明有利于石油聚集的最佳砂岩百分率也是在20～60%范围内。而美国7241个砂岩油藏的平均砂岩厚度为39英尺(11.9米)。

表 9-4 若干地区石油聚集的最佳砂岩百分率

产油地区及层系	砂岩-泥岩厚度比率	砂岩厚度百分率，%	研究人
美国落基山区上白垩统	0.25～1	20～50	Krumbein & Nagel(1953)
秘鲁帕里纳斯砂岩油藏	0.60	37	Youngquist(1958)
美国怀俄明州盐溪区白垩系弗朗提尔组	0.23～0.41	19～29	Dickey & Rohn(1958)
美国俄克拉何马州宾夕法尼亚系阿托卡组	0.50～2.0	33～67	Dickey & Rohn(1958)

真柄钦茨还进一步研究了块状页岩的有效供油厚度。图9-20为墨西哥湾沿岸一口井的流体压力和地下水含盐量剖面实例。在9300英尺(2837米)深之下的页岩是承压页岩，其流体压力超过静水压力。该剖面表明仅在块状页岩带最上部100英尺(31米)部分才为上覆砂岩提供了重要流体来源。他还列举了世界其它地区页岩流体压力剖面的更多实例。根据这些研究结果，真柄钦茨认为对大多数砂岩储集层来讲，大约100英尺(31米)是提供流体来源的页岩厚度良好平均值。换言之，块状生油页岩一般只有最上(下)部100英尺(31米)才能有效地为其上（下）覆砂岩储集层提供油源。

综上所述，可以看出单纯块状砂岩发育或单纯块状页岩发育的地区，对石油聚集都不利。只有在砂岩厚度百分率介于20～60%，即砂岩储集层单层厚约10～15米、页岩生油层单层厚约30～40米，二者呈略等厚互层的地区，砂-页岩接触面积最大，最有利于石油聚集。

在实践过程中，应用钻井及声波、伽马、自然电位、视电阻率等测井资料，可以求出砂岩-页岩厚度比率。根据声波测井曲线可以编制流体压力剖面求出提供流体来源的页岩平均厚度。从而可以估算有利于石油聚集的最佳砂岩百分率，编制盆地等砂岩百分率图，指出石油勘探最有远景的区域。

（二）油气聚集特征

砂岩体中的油气聚集呈现不同的两种典型：一种是在厚度稳定、分布广泛的层状砂岩体中，如三角洲前缘砂岩体、风成砂岩体、浊流砂岩体、大陆架砂岩体、湖成砂岩体等，

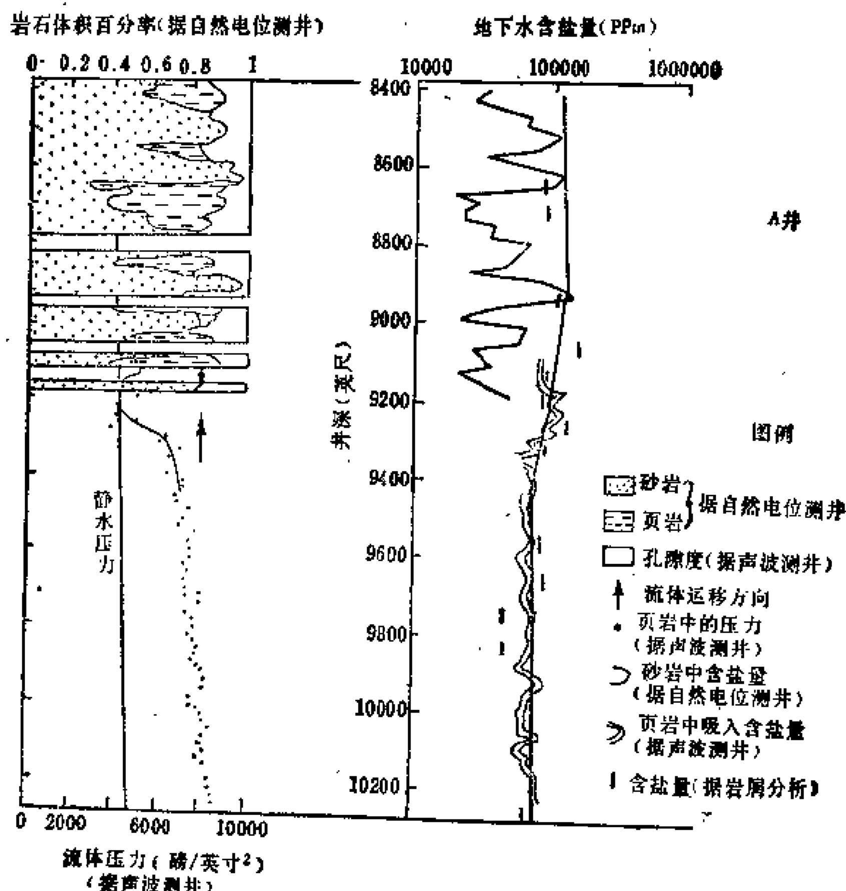


图 9-20 墨西哥湾一口井的流体压力和地下水含盐量剖面[65]

其油、气来源的远近可以相差悬殊，多数来自周围接触的暗色粘土岩，也有的可能通过断层或不整合面来自远处，其中的油气聚集主要受构造因素控制，常可形成背斜油气田、刺穿构造油气田以及部分单斜油气田，其中的砂岩背斜油气田在世界油气勘探中一直占据主要地位。另一种是各类不规则砂岩体，如河床砂岩体、三角洲分流砂岩体、滨海砂洲砂岩体、走向谷砂岩体等多呈长条状或树枝状延伸，而超覆退覆砂岩体则呈海湾状分布，圈闭的形成主要受地层沉积条件的变化所控制，在纵、横向上砂岩体都易变为生油气的粘土岩。所以，这些地层圈闭是储集层中最老的圈闭，距油源区最近，在时间和空间上圈闭与油源区的配合很好，非常有利于油气聚集，常可形成单斜油气田（包括地层型和断层型）及不规则带状油气田。

1.背斜油气田

在粘土岩与砂岩互层的剖面发育地区，当砂岩体分布范围较广，横向变化较稳定时，常常呈现为区域性分布的层状砂岩体，它们易受区域构造作用形成背斜圈闭，有时还伴生断层圈闭。在具备油气来源的条件下，即可形成背斜油气田。由于成因不同这些背斜油气田又呈现各种类型：在褶皱区的沉积盆地中，主要受侧压应力作用造成的背斜油气田，常呈不对称状，陡翼伴有逆掩断层，闭合度较大而闭合面积较小；而在地台区的沉积盆地中，受基底断裂成基岩隆起的控制，在长垣及大型隆起上分布着许多局部穹窿背斜，产状平缓，近于对称，闭合面积大而闭合高度小，有时正断层发育，将背斜分割成若干断块。近十几年来，在区域性阶状正断层发育的三角洲、断陷盆地及地台边缘斜坡，发现伴随这

些区域性正断层常常发育着滚动背斜，沿断层线成串珠状分布，在横剖面上呈不对称状，以缓翼与区域性正断层接触，陡翼却深深地倾伏人生油气坳陷中。

在这些背斜油气田中，以背斜油气藏为主，由于受背斜构造的发育特征影响。有时也可见到断层油气藏、地层超覆油气藏或岩性尖灭油气藏。

我国大庆地区，是下白垩统湖相三角洲砂岩体受基底断裂控制形成的一个长垣，包括若干个高点，形成若干个背斜油田。

尼日利亚尼日尔河第三系三角洲，面积约75000平方公里，由全面海退碎屑岩系组成，从陆缘向大西洋依次降落的一系列大型断裂，将三角洲分割成若干弧形断块呈同心状分布（图9-21），在各断块上倾边缘，受同生断层控制形成一串滚动背斜，成为油气聚集的场所，放射状分布的次级断层又将它们复杂化。所以，在这个大型三角洲内，形成许多背斜圈闭及断层圈闭，控制了油气聚集的分布，成为世界上油气资源异常丰富的区域之一。已发现1400多个油气藏，其中70％油藏高度约15米，5％超过45米。近十多年来，累计产油量已逾3亿吨，原油总可采储量约20亿吨，天然气可采储量约1万多亿立方米。

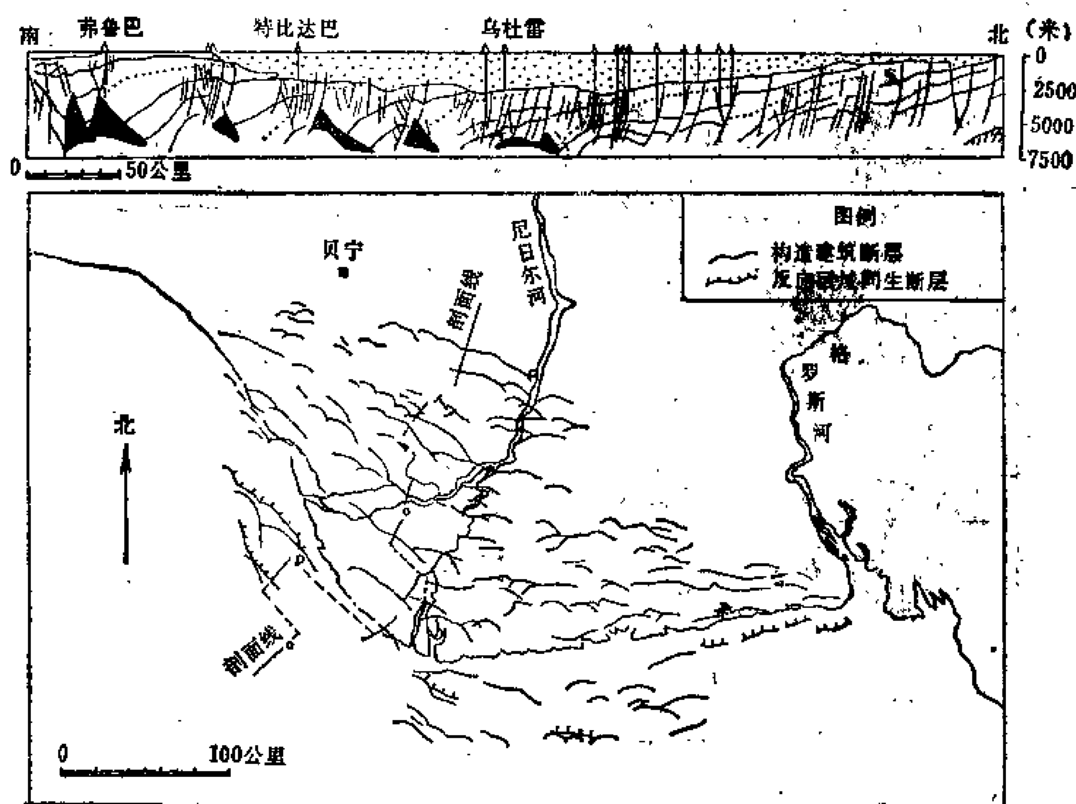


图 9-21 尼日尔河三角洲主要构造线及区域横剖面图[51]

萨莫特洛尔背斜油田[40,97]是1966年发现的苏联最大油田，位于西西伯利亚盆地下瓦尔托夫隆起塔尔霍夫长垣南部，面积1050平方公里，包括六个局部高点，中、新生界沉积岩系厚2700～2900米，三角洲滨海相白垩系拥有七个砂岩层组都产油气，生产层分布在1000～2230米深度范围内，其中$БВ_8$是主要产层，单井产油量（8毫米油嘴）一般在100～200米^3/日，主要油藏面积334平方公里，占油田储量的41％。由图9-22看出在油田上部$АВ_1$层组有一个巨大气顶。1976年油田产油约30万吨/日，占西西伯利亚总产量的61％，至

图 9-22 苏联萨莫特洛尔油田生产层横剖面图[97]

1—砂岩为主；2—泥岩为主；3—天然气；4—石油

1977年1月1日累计产油量达3.5亿吨，可采储量20.7亿吨。乌连戈伊是在盆地北部发现的一个大型背斜凝析气田(图9-23，图9-24)，三角洲滨海相白垩系11个砂岩层组产气，可采储量天然气58800亿立方米、凝析油1.4～7亿吨。

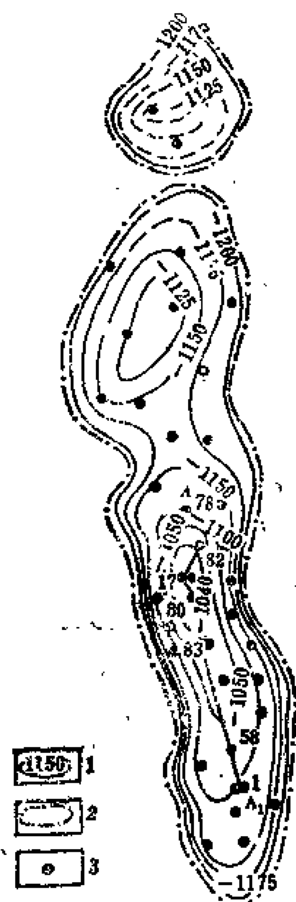


图 9-23 苏联乌连戈伊凝析气田构造图[97]
1—赛诺曼层顶构造等高线；2—含气边缘；3—井

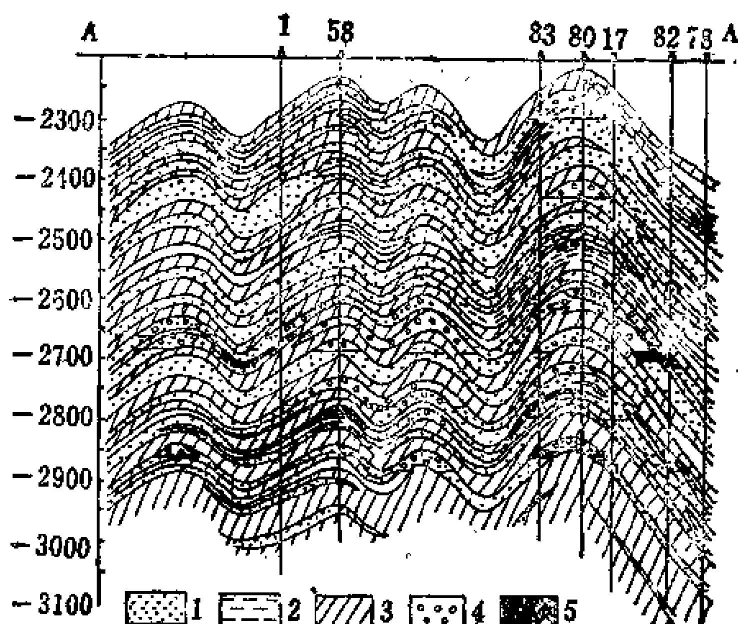


图 9-24 苏联乌连戈伊凝析气田下白垩统生产层横剖面图[97]
1—砂岩为主；2—泥岩为主；3—泥岩与砂岩互层；4—气；凝析气；5—石油

2.单斜油气田

在含油气盆地的边缘地带和大型隆起的翼部斜坡部位，经常出现单斜油气田。其地层倾向基本相同，构造等高线近于平行，有时在大单斜带上被小型鼻状隆起或阶状挠曲所复杂化。大单斜带长可逾数百公里，宽度不一，可达一百公里或更多。倾角一般平缓，仅在受断裂影响处局部变陡，断裂常受基底断裂控制，并且断裂的发育过程往往控制了沉积作用，造成地层厚度变化与断距大小之间的密切关系。

在盆地边缘的大单斜带，地层的构造等高线常呈直线，地层等厚线呈弯曲状，结果油水边界线呈直线，平行于构造等高线，而油藏上边缘则呈海湾状（图9-25)。图中a为剖面图，表示Ⅰ、Ⅱ两组油层，在Ⅰ组包括a、b、c三个油层，这三个油层的含油面积都投影在b图上，并可看出每个砂层的零线及各层油藏的油水边界线。

这种大单斜层所处的盆地边缘地带，常为水陆交替场所，有利于形成地层超覆油气藏、岩性尖灭油气藏及地层不整合油气藏；当阶梯状断裂发育时，也可形成断层油气藏。有时，在大单斜层中，由于水动力与浮力达到平衡，也可能出现水力封闭油藏。

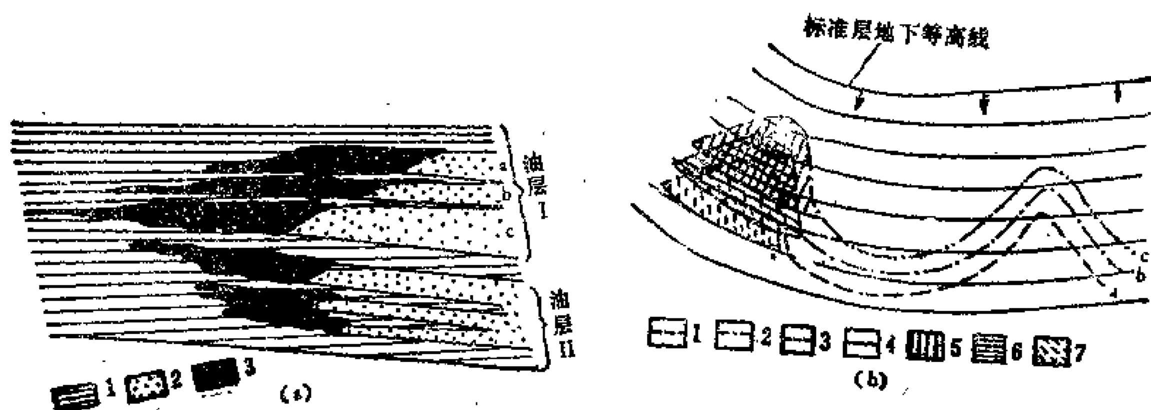


图 9-25 盆地边缘单斜油田剖面图及平面图
(a) 剖面图：1—粘土层；2—含水砂层；3—含油砂层；
(b)平面图：1—a砂层零线；2—b砂层零线；3—c砂层零线；4—油水边界线；
5—c层含油面积；6—b层含油面积；7—a层含油面积

我国的克拉玛依-乌尔禾油田（图6-25）、委内瑞拉马拉开波盆地玻利瓦尔湖岸油田（图9-26）及美国阿拉斯加的普鲁德霍湾油田（图7-15、7-16）、墨西哥湾沿岸的东得克萨斯油田（图7-18）都是典型的著名单斜砂岩油田。前者油藏的形成主要是受大单斜带的阶状断层封闭控制，后三者油气聚集则同地层不整合遮挡或地层超覆退覆作用有关。

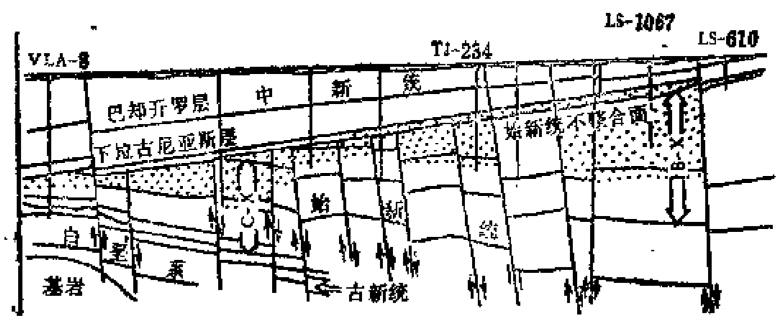


图 9-26 委内瑞拉玻利瓦尔湖岸油田横剖面图

3.刺穿构造油气田

在粘土岩-碎屑岩类地层发育区，有时容易出现同刺穿构造有关的砂岩油气田。在不均衡压力和温度作用下，地下深处的可塑性物质（如粘土岩、盐岩、岩浆等）产生塑性流动，从高压区流向低压区，将低压区的上覆岩层拱起。若向上运动的力胜过上覆岩层的破裂强度时，就会导致刺穿而形成刺穿构造。

按刺穿柱的岩石类型不同，可以分为盐丘刺穿、泥火山刺穿及岩浆柱刺穿。在这三种刺穿构造中都发现了油气田，比较起来，以盐丘刺穿构造分布最广，与油气田的关系也最密切。美国墨西哥湾、苏联恩巴区和罗马尼亚都是闻名的盐丘刺穿砂岩油气田分布区。近二十多年来，在墨西哥、波兰、加蓬、安哥拉及德意志联邦共和国也发现了盐丘刺穿砂岩油气田。据统计，世界上约有45％天然气和11％石油产自盐丘区。

这类油气田在地质构造上比较复杂，断层、不整合等现象较多，因而其中的油气藏类型组合常常变化甚大。由于刺穿岩体向上穿拱，致使在这种刺穿构造上容易发育同心环状断层和放射状分布的断层，将刺穿构造切割成若干断块；在地质历史上，岩体上拱刺穿作

用可能发生一次或多次，中间也可有间歇。因此被岩体刺穿的上覆岩层中容易产生岩性尖灭带及地层不整合带。如果岩体未完全穿透上覆所有层系，则在岩体的上方尚可形成穹窿背斜。所以，在一个刺穿构造油气田内，可能出现背斜油气藏、刺穿核遮挡油气藏、断层油气藏、尖灭油气藏及地层不整合油气藏等类型。

罗马尼亚喀尔巴阡山前坳陷的第三系地层，在逆掩褶皱带的构造力作用下，盐岩沿上覆地层低压部位上升刺穿形成盐丘构造。图9-27表明三个盐丘刺穿构造实例。从横剖面图看出中央伯伊科伊（B）为典型的盐丘刺穿构造，盐体刺穿了上覆所有地层直达地表，形成以盐体为中心的穹窿状盐丘刺穿构造，出现盐体遮挡油藏；莫连尼（A）和马古雷尔（C）则为另一类型，可塑性岩盐沿逆掩断层刺穿断续分布，形成盐体遮挡和断层遮挡油藏。

在苏联高加索褶皱带前缘向里海伸出的阿普歇伦半岛上，沿背斜构造带的轴部，分布着许多泥火山及泥岩脉（图9-28(a)）。在巴库两侧的比比-埃巴特油田，就在其穹窿构造之中心被古老泥火山所贯穿，在上新统地层中含有泥火山喷出的古老泥土，这是与泥火山活动伴生的泥流长期外溢保留在新地层中的遗迹。随着泥火山的成长，伴随刺穿构造运动，石油便可上升聚集于刺穿构造顶部附近（图9-28(b)）。我国新疆独山子油田轴部也发

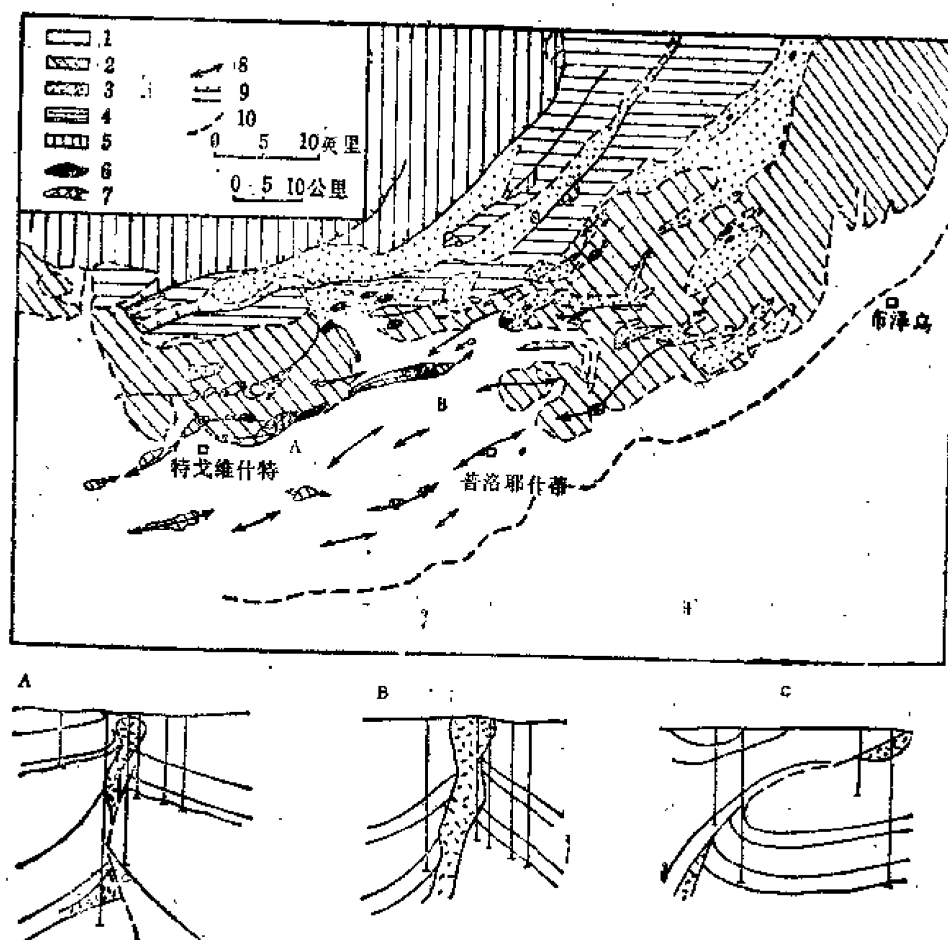


图 9-27 罗马尼亚喀尔巴阡逆掩褶皱带的盐丘特征[66]

A—莫连尼；B—中央伯伊科伊；C—马古雷尔

图例：1—第四系；2—上新统；3—中新统；4—下第三系；5—白垩系；6—地表盐体；7—海平面以下的盐体；8—背斜；9—断层带；10—边界线

现了泥火山遗迹。

上述刺穿构造的形成需要特定的条件，所以在分布方面就有独特的规律性。刺穿构造多分布在地台边缘斜坡和山前坳陷，如北美地台南部斜坡的墨西哥湾盆地、非洲地台西坡的西加蓬盆地、俄罗斯地台南坡的滨里海盆地，以及东欧喀尔巴阡山前坳陷等，都发现了与盐丘刺穿构造有关的油气田。

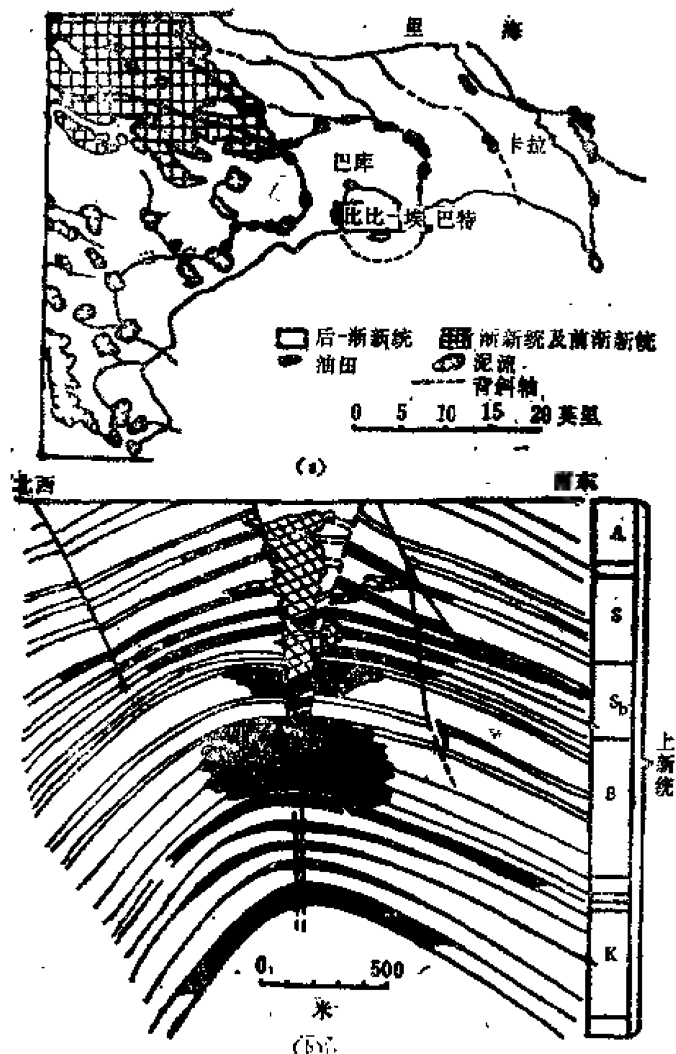


图 9-28 苏联阿普歇伦半岛泥火山油田

(a)沿背斜构造带分布的油田和泥火山；(b)巴库南侧的比比-埃巴特油田横剖面图

A—阿普歇伦组；S—苏拉罕组；Sb—萨布钦组；B—巴拉罕组；K—基尔马金组

4.不规则带状油气田

在砂岩油气田中，还有一种与构造因素无关，完全受沉积条件控制的不规则带状油气田。这类油气田的砂岩体储集层呈条带状延伸，如河床砂岩体、三角洲分流砂岩体及滨海砂堤，它们都在平面上呈条带状、在剖面上呈透镜状，形状不规则，周围被不渗透泥岩所限。在三角洲和滨海区域，这些不渗透泥岩往往是富含有机质的暗色生油气岩，当埋藏到一定深度，有机质成熟后生成的油气就近进入这些条带状砂岩体，形成带状油气田。

由于这种带状砂岩体油气田形状不规则，与构造因素无关，完全受沉积时的岩相古地理条件控制。因此在油气田勘探过程中往往困难较多，必须在地球物理勘探和大量钻井的基础上，进行了详细的区域性岩相古地理研究后，才容易发现这类油气田。美国的油气勘探程度较高，钻井密度较大，发现这类不规则带状油气田的机率较大。前述田纳西州奥陶系河床砂岩体油藏（图9-1）、俄克拉何马州下宾夕法尼亚系布奇三角洲（图9-9）、堪萨斯州宾夕法尼亚系底部哲罗基滨海砂州油藏（图7-8）和介于新墨西哥、科罗拉多两州之间的比斯蒂油田上白垩统盖洛普砂州油藏（图9-14）都是比较典型的实例。

此外，在砂岩油气田中也可见到古潜山油气田。由于在厚层-块状砂岩与粘土岩不等厚互层的剖面中，砂岩体抵抗风化能力比上下粘土岩要强，所以，砂岩体也可以成为地下深处的潜山，在具备油气来源的前提下，也可以形成砂岩古潜山油气田。如第七章所述，阿尔及利亚哈西·迈萨乌德寒武系油田可视为一个砂岩古潜山油田（见图7-14）。由于古潜山油气田在碳酸盐岩发育区更为重要，因此，对这类油气田的形成条件及特征将在本章第

3 节详细讨论。

(三)砂岩油气田的分布特征

上述各类砂岩油气田的形成条件决定了其各自的分布特征，归纳起来，受构造条件控制的砂岩油气田，如背斜油气田、刺穿构造油气田等，其分布同时受沉积相和区域构造性质所控制，这些油气田的储集层多属厚度稳定、分布广泛的层状砂岩体，一般发育在三角洲前缘、湖泊、浅海大陆架、浊流及风成等沉积环境．即沉积相控制了砂岩体的类型及分布。而这些层状砂岩体要形成油气田，还必须具备有利的构造条件和油气来源，只有在地台区和褶皱区长期稳定沉降的沉积盆地中才能满足上述条件，形成受构造条件控制的背斜油气田和刺穿构造油气田。而那些主要受沉积条件控制的砂岩油气田，如单斜油气田、带状油气田，其分布完全或主要受沉积相控制，除单斜油气田中的断层油气藏外，这两类油气田中的油气聚集多属砂岩体原生地层油气藏，它们只分布在滨海相、三角洲相、河流相及滨湖相沉积中，都是沉积环境变化的直接产物，这些砂岩体原生地层油气藏的分布往往具有下列特点：

(1)不规则性：岩性变化大，这些圈闭的形态、大小、厚度、分布都很不规则，变化繁多。

(2)重叠性：这些油气藏往往不是单个出现，而是成群成组分布，从剖面上看，它们常常呈雁行状、层状、参差状重叠排列。

(3)延伸性：从空间分布来看，这些油气藏常常具有沿砂岩体走向断续延伸的特点，地层超覆砂岩体、海滩砂岩体、滨海砂洲及走向谷砂岩体等类油气藏都沿古海岸线分布，河床砂岩体及三角洲砂岩体油气藏沿古河道及古三角洲延伸，砂岩尖灭体及透镜体油气藏也参差、断续分布。

综上论述了各种砂岩油气田的形成条件及分布特征，不难看出：综合研究各个区域的地质发展史、岩相古地理及沉积环境的演变，查明各时期古海岸线、古三角洲、古河道、古地形、古构造的特征，可以为我们发现更多砂岩油气田提供科学的勘探依据。充分估计各种砂岩油气藏分布的特征，一旦发现一个砂岩油气藏，便有可能在其邻近部位找到更多类似的油气藏。尤其在我国东南沿海大陆架区，更是中、新生代海陆交替变化频繁的区域，滨海浅海相的各种砂岩体发育，发现砂岩油气田的远景很大。

第3节　碳酸盐岩油气田类

随着世界石油和天然气工业的飞速发展，石油及天然气的勘探领域不断扩大，所发现的油气田类型日益增多，特别是碳酸盐岩油气田的产量和储量有大幅度增加，引起世界各国的广泛重视。碳酸盐岩油气田的形成条件和分布规律，与碎屑岩油气田或其它类型油气田相比较，有其自已的特殊性。本节主要介绍三方面的内容，即：碳酸盐岩油气田的分布及在世界油气产量、储量中的意义；碳酸盐岩油气田的生、储、盖层组合；碳酸盐岩油气田的主要类型。

一、世界碳酸盐岩油气田的分布

碳酸盐岩油气田在世界油气分布中占有重要地位，是油气勘探的重要对象。目前世界

上七十多个产油国家（或地区）中，几乎都发现有碳酸盐岩油气田或油气藏。据统计，碳酸盐岩油田的储量占世界石油总储量的50％以上，或者占油气总储量的40％；而产量则已占世界总产量的60％以上。这说明，碳酸盐岩油气田在世界油气的储量和产量中都占有极大的比例，在世界石油和天然气工业中占有重要地位。

碳酸盐岩油田的储量一般情况下都比较大，产量也比较高。据世界上198个大油田统计（按可采储量超过7000万吨以上的称大油田），其中碳酸盐岩油田为74个，储量占大油田总储量的47％；碳酸盐岩大油田的平均可采储量是5.6亿吨，而砂岩大油田的可采储量是2.9亿吨，两者相差将近一倍。此外，世界目前所确认的七口日产量达到一万吨以上的油井，也都是碳酸盐岩油田的；至于日产量稳产千吨以上的油井，也绝大多数产自碳酸盐岩油田。

波斯湾盆地是世界碳酸盐岩油气田广泛分布的地区。据不完全统计，在34个储量大于三亿吨的大油田中，碳酸盐岩油田就有28个，占大油田总数的82％，它们所拥有的探明可采储量达362.8亿吨，占34个大油田总储量的67.8％，象沙特阿拉伯的加瓦尔大油田（可采储量达107亿吨）、伊拉克的基尔库克大油田（可采储量21.4亿吨）等都属碳酸盐岩油田。

北非利比亚的锡尔特盆地，在第三纪和白垩纪地层中，发现近20个碳酸盐岩油气田，如奥吉拉油田（可采储量7.4亿吨）、捷尔登油田（可采储量5.7亿吨）等。由于这些碳酸盐岩大油田的发现并投入开发，使利比亚很快跃居世界主要产油国的行列。

墨西哥的石油90％产自碳酸盐岩油气田，如波扎里卡、帕兰诺、谢诺和阿苏尔等大油田，其主要生产层就是白垩纪的礁块灰岩和裂缝石灰岩。

苏联俄罗斯地台上的伏尔加-乌拉尔含油气区，有59％的油气田其产油层是石炭纪地层，其中碳酸盐岩油气田占43％；有30％的油气田其产层是泥盆纪地层，其中碳酸盐岩油气田占75％；有11％的油气田其产层是二叠纪地层，其中绝大多数是碳酸盐岩油气田。

美国北美地台区的下古生界，碳酸盐岩油气田广泛分布，主要地区有密执安盆地、伊利诺斯盆地、二叠盆地、西内部盆地和辛辛那堤隆起等。著名的俄克拉何马城大油田的主要产层之一，就是受溶蚀的奥陶系碳酸盐岩，其单井最高日产量曾达6000吨/日。

另外，如加拿大的阿尔伯塔地区分布很丰富的生物礁型油气田，是目前加拿大的主要产油区。又如法国的拉克气田（储量4000亿立方米），巴基斯坦的苏伊气田（储量1700亿立方米）等，其主要产层也是碳酸盐岩地层。

我国碳酸盐岩地层分布十分广泛。华北地台的中、上元古界及下古生界，华南地台的震旦系、古生界和三叠系都广泛发育有数千米甚至逾万米的海相碳酸盐岩地层。我国在四川盆地进行二叠系、三叠系碳酸盐岩气田的勘探及开采已经有悠久的历史。本世纪60年代中期，在威远震旦系碳酸盐岩地层中又发现大气田。在华北地台下古生界寒武系、奥陶系碳酸盐岩地层中也发现一些油气藏和大量的油气显示，特别是1975年，在渤海湾含油气盆地的冀中坳陷发现任丘中、上元古界碳酸盐岩高产大油田，为我国碳酸盐岩油气田的勘探工作，展示了新的广阔的前景。

二、碳酸盐岩油气田的生、储、盖层组合

碳酸盐岩类油气田的生、储、盖层组合的形成与碎屑岩、粘土岩类没有本质区别，都

是地壳运动发展的结果。但是，长期以来，人们对碳酸盐岩能否生油曾有争论，近些年来，多数石油地质学家才一致认识到碳酸盐沉积与泥质沉积一样，只要具备生油条件（丰富的生油原始物质和适于有机质向石油和天然气转化的还原环境），就能生成石油。

世界上目前约40％以上的油气储藏在碳酸盐岩地层中，特别是很多油气田完全由碳酸盐岩地层所组成的事实，为碳酸盐岩能够生成大量石油提供了有利的现实证据。过去，否认碳酸盐岩能够生油的主要论据是认为碳酸盐岩沉积物中缺少有机质向石油转化的催化剂——粘土矿物。这个论点已被为数众多的碳酸盐岩油气田生油层的研究工作者证实是不正确的。目前，通过大量的实验室工作和生油层的研究，普遍认为石油生成（包括碳酸盐岩及粘土岩生油层）最重要的外界条件是埋藏深度和温度，即有机质埋藏到地下一定的深度，经过一定的时间，达到一定温度才能转化成石油。粘土催化剂不是绝对不可缺少的条件。

综上所述，说明碳酸盐岩和粘土岩一样，可以成为良好的生油层。但是，两者相比较，碳酸盐岩生油层是有其特征的。美国学者亨特根据世界60个盆地生油层资料的研究，发现碳酸盐岩生油层有机碳的含量低于页岩，而碳酸盐岩生油层中烃类的含量则高于页岩。这与我国碳酸盐岩生油层研究的结果是完全一致的。

碳酸盐岩储集层的储集空间比较复杂，与砂岩比较，除原生储集空间外，次生作用往往对储集空间的形成起极重要的作用，特别是构造作用及风化溶蚀作用，可以形成大量的裂隙带、溶孔、溶洞等一系列次生储集空间，使原来不具备储集空间条件的碳酸盐岩被改造成极好的储集层。因此，在评价碳酸盐岩储集层时，必须要充分考虑到次生作用对它的影响。大量碳酸盐岩油气田的勘探和开发实践说明，原生孔隙、溶蚀孔隙和构造裂隙是碳酸盐岩储集层的三种主要储集空间类型。

在碳酸盐岩沉积盆地内，盖层条件比较复杂，致密的石灰岩、泥灰岩、白云岩、石膏及盐岩层都可成为良好的盖层。

碳酸盐岩的生、储、盖层组合归纳起来，可以分为两种主要类型。

（一）自生自储自盖沉积旋回式生、储、盖层组合

这种生、储、盖层组合与沉积旋回有密切关系，常常是沉积旋回下部的泥灰岩、生物灰岩为生油层，旋回中部的纯石灰岩、白云质灰岩或白云岩为储集层，旋回上部形成的石膏、盐岩或红色泥岩为盖层。这种类型的生、储、盖层组合往往发育在碳酸盐岩类沉积旋回明显和完整的剖面中。另一种情况，是旋回中、下部的石灰岩、鲕状灰岩、生物碎屑灰岩、生物灰岩、白云岩交替沉积，既是生油层，又是储集层，旋回上部的石膏、盐岩或致密石灰岩、白云岩作为盖层。我国华北地区的中、上元古界、下古生界的碳酸盐岩地层，四川盆地的二叠系、三叠系碳酸盐岩地层，都具有这种类型的生、储、盖层组合。波斯湾地区中生界海相碳酸盐岩地层，也是属于这种类型的生、储、盖层组合。

（二）"新生古储"型的生、储、盖层组合

与古潜山有关的碳酸盐岩油气田的生、储、盖层组合属于这种类型。即由碳酸盐岩组成的古潜山作为储集层（或称储集体），其上覆的新地层作为生油层和盖层，组成"新生古储"的生、储、盖层组合。如我国华北渤海湾地区的古潜山类型的油气田就属于这种型式的生、储、盖层组合。古潜山本身常为中、上元古界或古生界的碳酸盐岩地层，是良好的储集层，其上覆的下第三系沙河街组是良好的生油层和盖层，形成了像任丘油田那样储量

丰富的高产大油田。

三、碳酸盐岩油气田的主要类型

根据目前世界上主要碳酸盐岩油气田的形成条件和分布特点，其主要类型可分为如下几种。

(一)与大型隆起有关的碳酸盐岩油气田

大型隆起是指分布在地壳相对稳定区的长垣及隆起，一般由若干个比较平缓、宽大的背斜高点组成，隆起的轴向常与盆地内主要构造线方向一致，其形成原因多与基底活动有关。这类油气田的储集空间主要是碳酸盐岩的原生储集空间(如粒间孔、晶间孔等)。位于波斯湾盆地阿拉伯地台东边缘斜坡的沙特阿拉伯加瓦尔油田，即属此种类型，如图9-29所示。

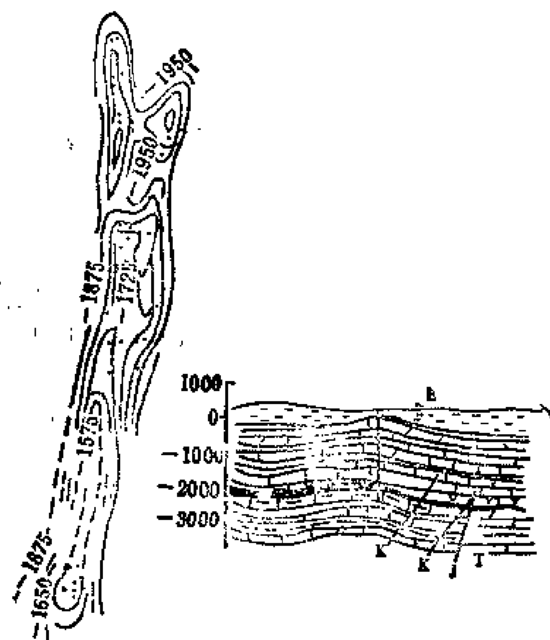


图 9-29 加瓦尔油田构造图及剖面图

加瓦尔长垣南北长220公里，东西宽19～24公里，南翼倾角5～10°，闭合面积2270平方公里。石油总可采储量107亿吨。该地区的中、新生界发育一套以碳酸盐岩为主的沉积，加瓦尔油田的主要产油层是上侏罗统阿拉伯组的D层，其下伏的上侏罗统佐贝尔层也产油。

阿拉伯组D层和佐贝尔层主要由石灰岩及白云岩组成，阿拉伯组D层厚约30～46米，顶部出现石膏层，佐贝尔层厚约50～110米。主要岩性为颗粒石灰岩(包括鲕粒、球粒及生物碎屑等)，是浅滩相、高能沉积环境的产物。

加瓦尔油田的形成，很明显是具备了下述有利条件：首先，是它处于有利的生、储油层发育相带，对阿拉伯组D层的相分析表明，它的沉积相具明显带状分布的特点。加瓦尔油田西部为台地相，主要表现为泻湖沉积，以蒸发岩为主。加瓦尔油田本身为地台边缘的浅滩相碳酸盐岩，颗粒灰岩发育，具有高能环境的特征，形成极为良好的储集层。同时阿拉伯组D层和佐贝尔层中的泥灰岩也是良好的生油层；在储集层的上部又具备理想的石膏盖层。其次，是它具有长期发育的长垣隆起的构造背景，形成了巨大的背斜构造圈闭条件，石油生成以后，不断地向圈闭中聚集，形成了储量极为丰富的特大油田。

苏联伏尔加-乌拉尔地区储量最大的气田鄂伦堡隆起上的鄂伦堡凝析气田也是属于这种类型的碳酸盐岩气田，该气田的天然气地质储量约18060亿立方米，如图9-30所示。

鄂伦堡长垣长100公里，宽20公里，轴部有许多个局部高点。长垣顶部泥盆系缺失，石炭系多内昔组直接盖在基岩上。石炭系及下二叠统主要为碳酸盐岩，上覆孔谷组和上二叠统底部的盐岩盖层，沉积总厚度4500～5000米。鄂伦堡气田受整个长垣构造的控制，产气层为下二叠统孔谷组、萨克马尔组和阿尔金组的碳酸盐岩，深1200～2900米。产气的孔隙性灰岩及白云岩占产层总厚度的40%，孔隙度最大为25%，最小为4%，平均约10%。盖层为石膏及盐岩层，气藏高度500米。气层压力210大气压；气藏为块状，气中含凝析油

125毫升/米³，气的成分为CH_4—82.3%，CO_2—0.5%，N_2—7.6%，H_2S—3%，气藏有油环。

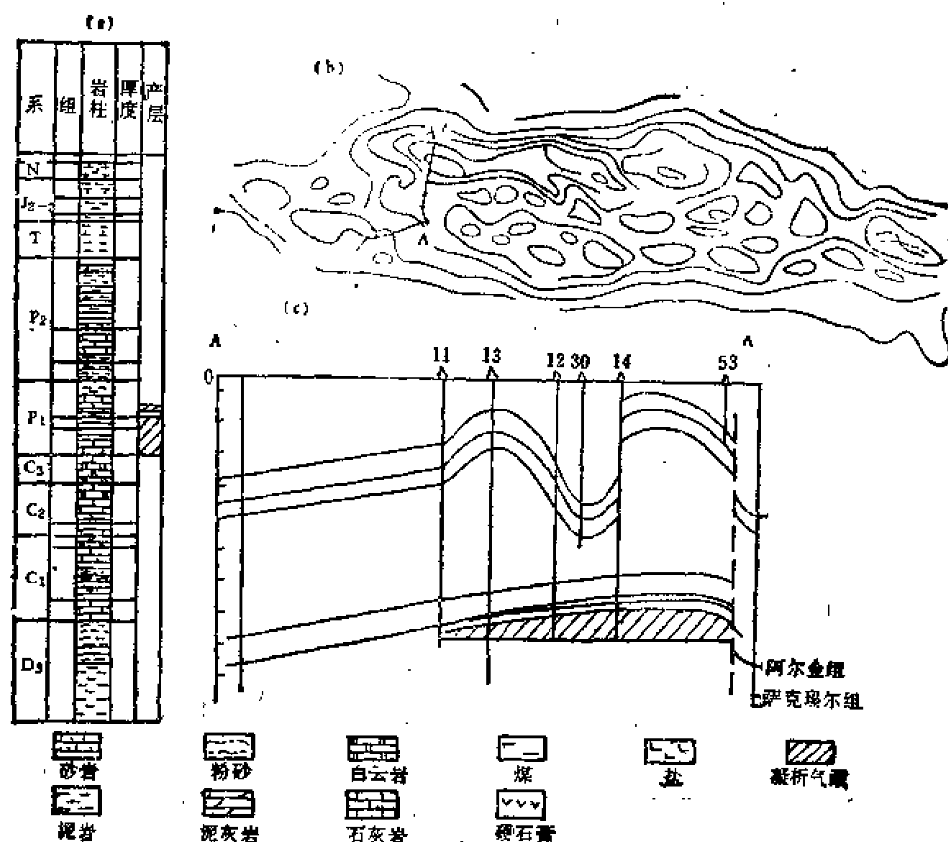


图 9-30 鄂伦堡凝析气田综合图

我国四川盆地威远古隆起上的气田也是属于这种类型的碳酸盐岩气田。

(二)裂隙型碳酸盐岩油气田

所谓裂隙型碳酸盐岩油气田是指油气储集空间及渗滤通道主要是靠裂隙的碳酸盐岩油气田。裂隙可以是由各种原因形成的，其中最重要的是构造裂隙。构造裂隙的发育情况受岩性及构造变动强度两个因素所控制。一般在质纯、性脆的碳酸盐岩层和构造变动强度大的部位，构造裂隙发育。裂隙型碳酸盐岩油气田的主要特点，是以构造裂隙为主的裂隙系统把储集层的其它次生孔隙、原生孔隙互相沟通，互相联系起来，连成统一的孔隙-裂隙体系，油气在其中的聚集主要受孔隙-裂隙体系所控制，而与固定层位关系不大；在这个孔隙-裂隙体系内所形成的油气藏，具有统一的油、气、水界面，统一的压力系统，形成块状油气藏。

在裂隙型油气田的钻井过程中，经常发生钻具放空、泥浆漏失和井喷现象。裂隙油气田的产油气层根据岩芯实验室分析的渗透率常很低，而实际的渗透率却很高，因而油井的产量也常很高。

在碳酸盐岩地层中，裂隙型油气田是最重要和最常见的油气田类型之一，而且常常是高产大油气田。中东地区波斯湾盆地中扎格洛斯山前坳陷的很多大油气田都是属于这种类型的 如伊朗的阿加贾里大油田就是属于这种类型的特大油气田。该油田发现于1937年，

油田位于伊朗西南部库齐斯坦平原，扎格洛斯山麓带的边缘，在阿巴丹岛以东129公里。地表法尔斯层形成一个不对称背斜，并在陡翼有一大逆掩断层，缓翼则甚宽阔；地下阿斯马利灰岩为一完整的不对称背斜，已探明面积为160平方公里；预计可扩大到390平方公里。地面构造与地下构造不符合，如图9-31所示。



图 9-31 伊朗阿加贾里油田横剖面图

阿加贾里油田的主要储油层为第三系的阿斯马利灰岩，该层总厚度约305米，主要为石灰岩组成，储集层的主要储集空间为裂隙，连通性好。目前储集层尚未完全钻穿，多数油井只钻入油层6米，但其单井日产量可高达到6000～7000吨。储油层深度1800～2100米，油层压力为214～306大气压。生产井之间连通性好，两口相距12公里的观察井其压力升降情况完全一致。该油田1960年产油量已达到3890万米^3。石油比重为0.852，含硫量1.42％。

又如苏联伏尔加-乌拉尔含油气区的一些油气田也是属于这种类型的。例如，日古廖夫隆起上的库列绍夫油田，该油田产油层为中石炭统巴什基尔组裂缝灰岩，厚110米，含油高度达100米以上，如图9-32所示。单井日产油量为200～250吨，油质轻，比重为0.796。

我国四川盆地的二叠系、三叠系的碳酸盐岩气田，都是属于构造裂隙型的碳酸盐岩气田。例如隆昌气田、石油沟气田、黄瓜山气田等都是属于这种类型的气田。它们的裂隙发育带的分布常与构造高点、长轴、扭曲、断裂带等有密切关系。

（三）生物礁型碳酸盐岩油气田

在世界上碳酸盐岩沉积盆地中，广泛分布有生物礁型高产油气田，它们的产量和储量在世界石油产量和储量中占重要地位。例如美国西得克萨斯的二叠盆地中，上古生界的生物礁体发育，其中的马蹄礁长282公里，局部厚达914米，可采储量3.5亿吨；墨西哥黄金巷油气富集地区，包括白垩系环礁所组成的几十个油气田，有三口井的单井日产油量高达一万吨以上；加拿大阿尔伯塔盆地有300多个泥盆系生物礁油气田，其中天鹅丘及红雨油田可采储量分别为1.8亿吨和1.2亿吨。利比亚锡尔特盆地的六个第三系古新统生物礁形成因蒂萨尔油田群，其中D油田单井日产油量达万吨；在苏联乌拉尔山前坳陷的下二叠统生物礁、伯朝拉盆地的上泥盆统生物礁及前高加索上侏罗统生物礁，皆形成高产油气田。目前世界上10个大生物礁油田的可采储量达15.75亿吨。

生物礁圈闭是由固着的生物骨架及伴随的生物碎屑所形成的礁体，其周缘被非渗透性岩层所包围而形成圈闭条件。礁体常是由珊瑚、有孔虫、藻类、腕足类、软体动物及海百合等定居生物长期大量堆积而形成的。由于珊瑚或其他造礁生物的繁殖、发育需要特殊的环境，因此，礁体的形成，也就要求有合适的地质-地理和水介质条件。一般在阳光充足、气候温暖和清洁、透明、安静的水域中，更有利于珊瑚和其它造礁生物的生存；同时，要

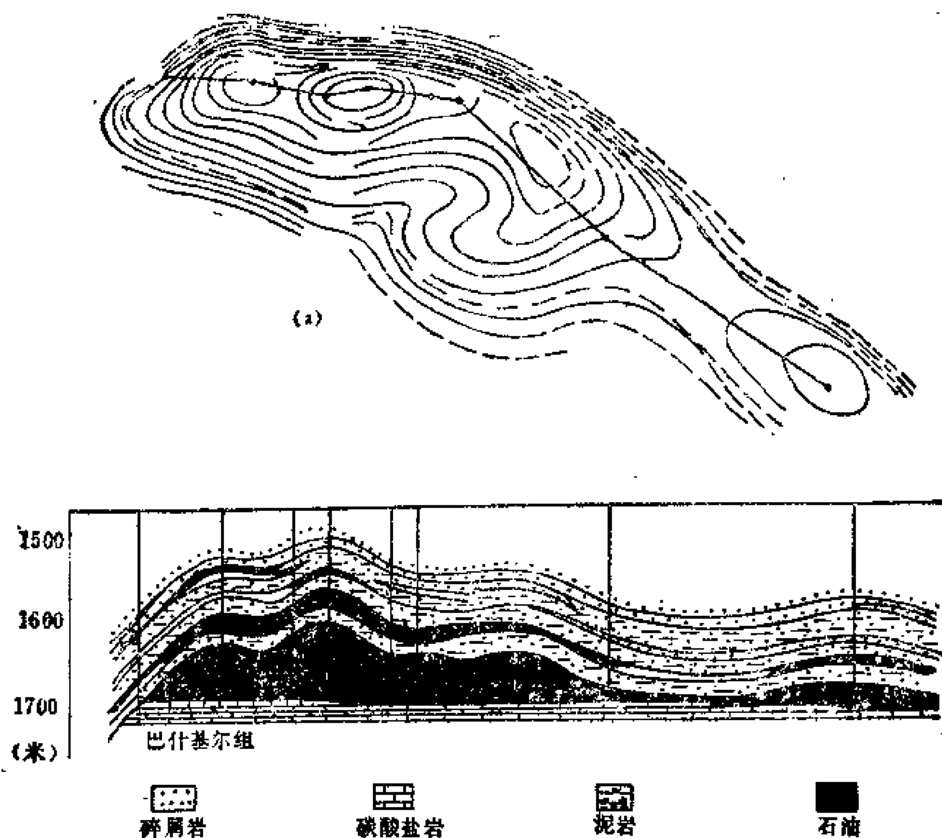


图 9-32　库列绍夫油田综合图(a)巴什基尔组A_4层构造图；(b)横剖面图

使得它们能够大量的繁殖和堆积，必须地壳是长期稳定下降，并且下降的幅度能为生物礁的生长所补偿。这样，合适的地理和水介质条件，才能长期保存下来。由于生物礁的形成需要特殊的条件，因此，在分布上也有其自己的规律。这主要表现在如下两方面：

（1）从大地构造上看，生物礁体多分布在地台边缘斜坡、山前坳陷和地台内部坳陷的斜坡带上。因为这些地区，一方面地理和水介质条件适于造礁生物的大量繁殖和发育；另一方面离碎屑物质供应区较远，陆源碎屑较少，这更有利于造礁生物的集中堆积。如北美地台斜坡的阿尔伯塔盆地、苏联乌拉尔山前坳陷的斜坡等，生物礁都比较发育。

（2）从岩相古地理条件上看，生物礁多分布在浅海石灰岩相（潮下高能带）和浅海石灰岩-白云岩相中（潮下高能带）。并且常成带分布，其延伸方向多与古海岸线平行。另一方面，生物礁的分布又多与古地形、古构造有密切关系，常分布在古地形突起、古构造隆起的斜坡，这些地方有利于生物的栖息和生长，有利于造礁活动，因此，礁体又常分布在岩性及厚度急剧变化的枢纽带上。

上述生物礁发育的地区，在海进和海退条件下，生物礁发育的具体情况不同。如图9-33所示。

从图9-33中可以清楚地看出，在海退时，随着海水的退却，合适的造礁条件向盆地中心转移，生物礁向海盆中心方向发展。海进时，随着海水的加深，合适的造礁条件向海岸方向转移，生物礁向海岸方向发展。

生物礁常与其周围岩层组成礁块岩组。综合上述生物礁的生长过程和与前后岩层的关

系，可把礁块岩组划分为四个带：后岩礁带、生物礁块带、前岩礁带、盆地相带。如图9-34所示。

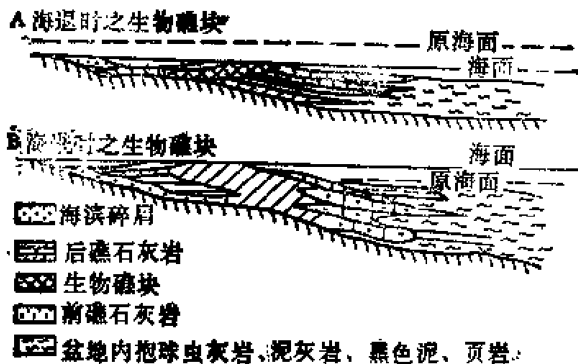


图 9-33 海进和海退时生物礁发育情况

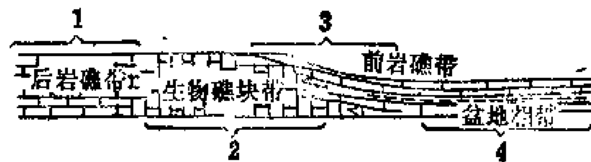


图 9-34 生物礁块岩组分带图

后岩礁带属泻湖相沉积，常包括有石灰岩、白云岩、砂岩、红色泥质岩及硬石膏等蒸发岩类的互层。由此向海盆方向即过渡为生物礁块带，即礁块岩组的主体。生物礁块带前面的称前岩礁带，主要包括石灰岩及粗粒碎屑岩的互层。由此向海盆方向即过渡为泥质岩和石灰岩的盆地相带，其岩性多为致密黑色泥质岩和石灰岩。

上述各带中，从与油气富集的关系来看，以生物礁块带和前岩礁带最为有利。这主要是因为它具有丰富的油气来源，除其本身具有良好的油气生成条件外，大量的油气还可以从盆地相带的泥质岩和石灰岩运移来；其次是储集条件好，生物礁块本身发育有良好的原生孔隙和次生溶洞，前岩礁带中的石灰岩和砂质岩，同样也具备良好的油气储集条件；其三是圈闭条件好，形成时间早（按与油气生成的时间比较而言），离油源区近。

生物礁块常常不是孤立存在的，多平行海岸线成群成带分布，具有一定的规律性，当发现第一个生物礁油田后，相继可以发现多个，高效的勘探阶段可能持续多年。例如墨西哥黄金巷油田群为一大的环礁，第一个生物礁块油田（圣地哥-特-拉马油田）于1908年发现，后来又发现许多个礁块油田，形成环状分布的礁块油田群。如图7-27所示。直到近期还有新的礁块被发现。又例如苏联的伊申拜油田群。该油田群位于南乌拉尔山前坳陷的西坡，俄罗斯地台的西缘，断续分布着南北向延伸的礁块带，南北总长达350公里，伊申拜油田群位于该带的中部。如图9-35所示。

伊申巴油田群由若干个生物礁块组成，礁发育的基底是石炭系的碳酸盐岩，早二叠世是主要的造礁期；礁块由藻类、珊瑚、苔藓虫等造礁生物及海百合、有孔虫、纺锤虫等喜礁生物组成，礁块厚度一般为500～600米之间。在阿丁斯克层沉积后，礁受到不同程度的侵蚀，造成高低不一的残山，礁块白云岩化、溶蚀现象普遍，孔隙度变化较大，由5～7%到25～30%，但一般偏高。含油气情况也有较大差异，有些是孤立的礁峰含油，有些则是若干个礁块连成一片，并有统一的油水界面，油柱高度多为200～500米，油柱高度大的常有气顶，如图9-36所示。

礁灰岩之上，被上二叠统孔谷组膏岩层不整合覆盖，礁块翼部孔谷组的厚度可达1000米以上。礁上较薄，一般为400～500米，构成良好的盖层。

对于伊申巴礁群及南乌拉尔山前坳陷西坡的礁块带有着不同的认识，一般认为是堡礁或大堤礁。但是，M.M.格拉契夫斯基认为，尽管南乌拉尔山前坳陷的礁构成链状排列，

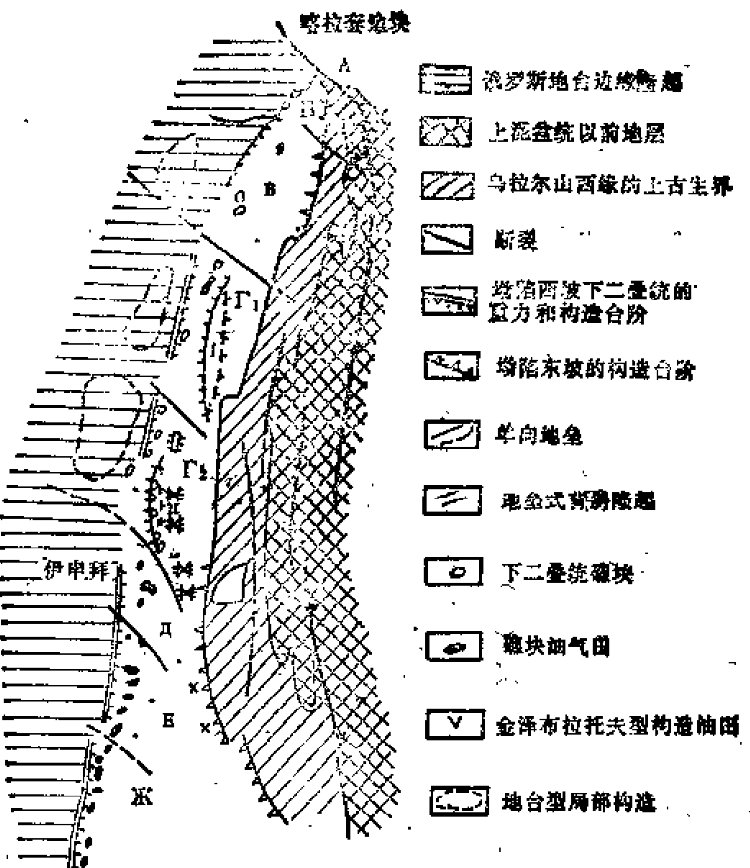


图 9-35　南乌拉尔山前坳陷礁型油气田的分布及区域构造分布图

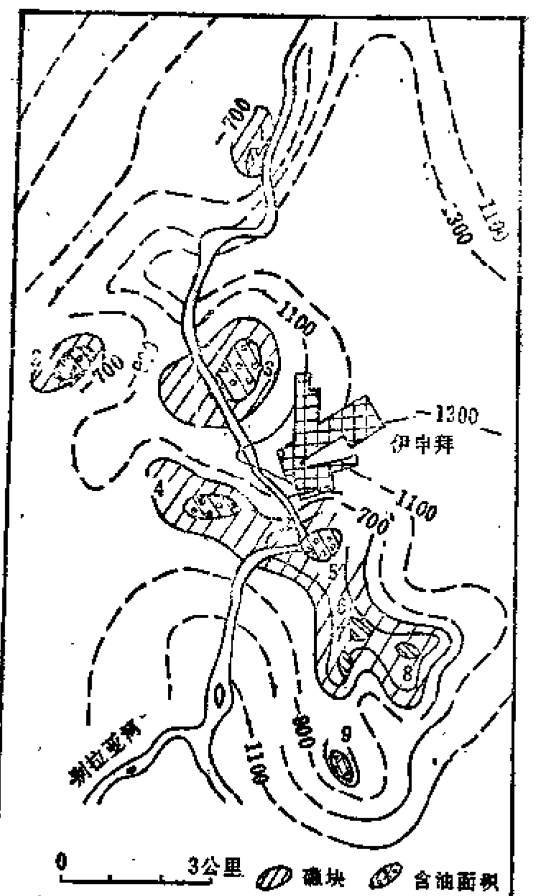


图 9-36　伊申巴礁块油田构造图

但在平面上呈等轴或大多数近等轴的外形，且彼此相隔的距离比礁块本身大得多。这是因为乌拉尔山前坳陷向地台移动时，强烈的坳陷作用，使礁来不及向上筑成堤礁，只是在晚石炭世补丁礁上形成一些穹形的生物礁。

对于上述礁型油气田中的油气来源问题，也有不同的认识。A.A.特拉菲姆克认为，下二叠统的礁形成以后，曾暴露地表，受剥蚀，其中所含的油气，是在孔谷组覆盖以后，由下伏泥盆系或石炭系中的油气垂直运移而来。但是，另外一些学者则根据南乌拉尔山前坳陷中南北向油气的分布有明显的分带性，即北部含油性差，油藏小，而且缺乏游离气顶；中部油气较丰富，除少数油藏外，一般都含气顶；南部（在美兹乌兹盆地以南）主要为气藏或凝析气藏。如图9-37所示。礁块埋藏深度一般自北向南加深，因此，认为油气主要来自南部与滨里海盆地相邻的深坳陷。

在生物礁块发育的地区，除生物礁块本身可以形成丰富的油气田外，由于生物礁生长速度，比周围一般沉积物沉积速度要快一些，在沉积过程中属于隆起地段，这样，在生物礁块顶部的上覆沉积中常形成一些同沉积背斜圈闭，而在其周围则可形成地层超覆和岩性尖灭圈闭，形成多种油气藏组合的油气田。

（四）碳酸盐岩古潜山油气田

它是一种重要的油气田类型。通常所说的古潜山，是指在某个地质历史时期，陆地上的山峦、突起，由于地壳变动，下降为海（湖），并逐渐被后期沉积物所埋藏，今天我们称这些被埋藏在地下的古山峦、古突起为古潜山。这种大海上升为陆地、高山，陆地、高山下沉为海洋（湖泊）的沧海桑田变化是地质发展历史中的正常现象。例如我国华北渤海湾地区，自中生代燕山运动以来，褶皱、断裂运动相当强烈，形成峰峦起伏、沟谷纵横的地貌景观；至第三纪，整个渤海湾地区又开始下沉为海洋（湖泊），接受了相当厚的第三纪沉积，被第三系所覆盖的古山峦（突起），就形成了众多的古潜山。如图9-38所示。

根据形成的主要原因，可以把古潜山分为两种主要类型：

（1）构造作用形成的古潜山，是指由于褶皱、断层等构造作用而形成的所谓褶皱山、断块山，如图9-39中之（1）、（2）、（3）、（4）所示。

（2）侵蚀作用形成的古潜山，这是指由于剥蚀、溶蚀等作用形成的古地形突起，有人称为残山。如图9-39中之（5）所示。

上述分类不是绝对的，因为构造作用形成的褶皱山、断块山，必然会受到剥蚀作用或溶蚀作用的改造，在实际工作中，必须看到它们之间有密切的联系。

组成古潜山的岩石，可以是碳酸盐岩，也可以是碎屑岩、火成岩、变质岩等，它们形成的基本条件是一样的，形成油气聚集的基本条件也是一样的。我们这里讲的主要是碳酸盐岩古潜山，但其基本规律也适用于其它岩类的古潜山。

碳酸盐岩古潜山储集空间的形成：古潜山的发育基本上经历了早期隆起遭到风化剥蚀和后期被埋藏这两个阶段。碳酸盐岩古潜山经历多次构造运动和长期强烈地风化剥蚀，在原来沉积的原生孔隙空间的基础上，发育以构造裂隙为主的各种裂隙，同时又遭到长期溶蚀作用的改造，产生大量溶蚀空间。最终结果，它构成了原生孔隙空间、构造裂隙及溶蚀空间三种储集空间共存的特点。至于以哪一种储集空间为主，则要依据古潜山的岩性、构造以及古水文地质等条件进行具体分析。由于古潜山储集空间的形成是长期多种因素作用的结果，如溶蚀、裂隙、白云岩化、重结晶作用等都有局部变化的特点，所以，不同类型

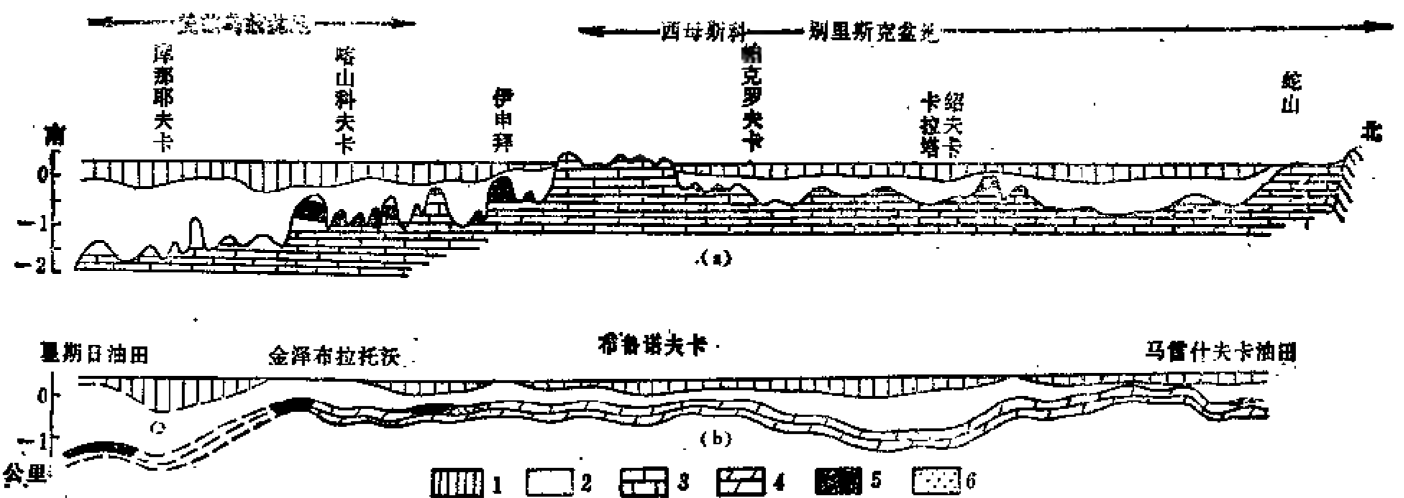


图 9-37　南乌拉尔山前坳陷西坡南北向礁型油、气田分布示意图

1—石膏；2—泥岩；3—石灰岩；4—白云岩；5—石油；6—天然气

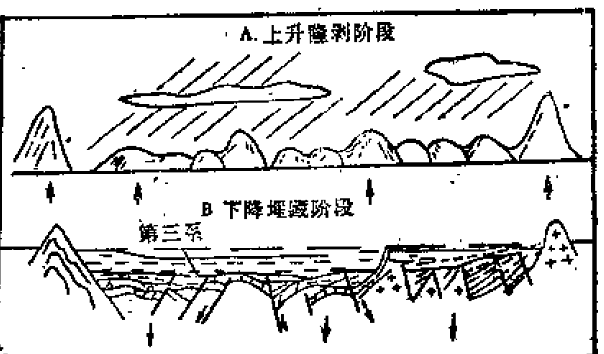


图 9-38　古潜山形成示意图

构造作用				侵蚀作用
断块山			褶皱山	残山(潜凸)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)

图 9-39　古潜山成因分类示意图

的古潜山及同一古潜山的不同部位，储集空间的发育情况是不均一的。

例如我国华北地区广泛分布的中、上元古界及下古生界的古潜山，其储集空间形成和发育的情况正是如此。这套巨厚的中、上元古界及古生界的碳酸盐岩地层，在原生孔隙空间的基础上，长期遭受风化剥蚀，至中生代，又经受燕山运动的强烈地影响，产生一系列褶皱和断裂，以及大量的构造裂隙。而地表水、地下水的溶蚀作用更是始终进行着。由于经历了这样多次的构造运动和长期强烈的风化剥蚀，以及溶蚀作用的结果，造成这些碳酸盐岩古潜山的储集空间极其发育，形成容量大、产量高的储集层条件，这是寻找高产大油田的先决条件之一。

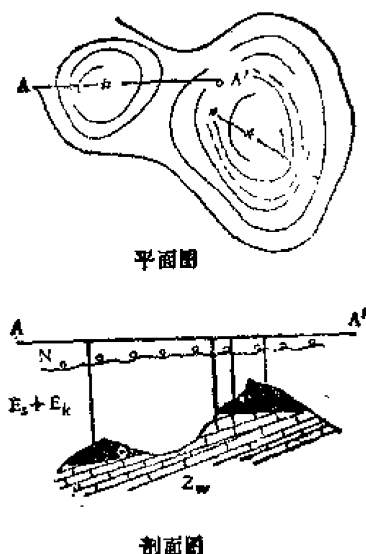


图 9-40 八里庄碳酸盐岩古潜山油气藏

碳酸盐岩古潜山油气田的油气藏类型也是多样的。古潜山油气圈闭属地层圈闭类型。因为这类圈闭的形成是由于在古潜山的不整合面以上沉积了不渗透性地层的结果。如图9-40所示是华北冀中坳陷八里庄地区的两个碳酸盐岩古潜山油气藏。

古潜山可以有构造背景，也可以是由剥蚀地形形成的；可以被断层所复杂化。也可以没有断层。但其形成圈闭的主要原因是由于有古潜山及在不整合面上沉积了不渗透地层。

在古潜山的“内幕”可以有背斜圈闭、断层圈闭，在古潜山不整合面以上的新地层中也常可形成背斜圈闭（压实背斜）；在古潜山周围又常可形成岩性尖灭及地层超覆圈闭。这些圈闭的形成都与古潜山存在有关系，但是严格地说，它们不能称古潜山圈闭，因为它们与正常地在其他条件下形成的背斜、断层遮挡、岩性尖灭、以及地层超覆没有任何区别。但是，当我们进行古潜山油气田的勘探时，必须要注意同时寻找与它有关的其它类型的油气藏。

为了更有效、更合理地勘探和开发古潜山油气藏，按照油气藏形状和圈闭类型，可将古潜山油气田中的古潜山油气藏分为三种主要类型。

（1）块状古潜山油气藏

油气藏呈块状，不受固定层位控制，油下面垫着底水，油藏具有统一的油水界面。油气藏主要受高渗透性能的“储集体”所控制。我国华北任丘油田就属这种块状古潜山油气藏。如图7-13所示。

任丘古潜山为一狭长的北东向半背斜，是由中、上元古界高于庄组、雾迷山组、龙山组、景儿峪组及下古生界寒武系、奥陶系的碳酸盐岩类岩石组成。古潜山油田储油层的主要部分为中、上元古界雾迷山组白云岩。古潜山上覆下第三系沙河街组及东营组，形成很好的泥岩盖层。古潜山由四个局部高点组成。四个高点具有统一的油-水界面、统一的压力系统。属块状碳酸盐岩古潜山油气藏。

（2）层状古潜山油气藏

油气藏受固定层位所控制，油层上下均被其相邻的不渗透地层所限制，不同储集层具有不同的油水界面、不同的压力系统。我国华北冀中坳陷南马庄2号井古潜山油气藏属这

种类型。如图9-41所示。

南马庄古潜山为一向东倾的半背斜，构造平缓，东翼倾角约5°。古潜山主要由下古生界奥陶系、寒武系及中、上元古界的碳酸盐岩地层组成。马2井在寒武系府君山组粒状白云岩中发现油藏。油藏为层状，其上为馒头组页岩，其下为景儿峪组泥灰岩等不渗透性地层所隔，形成半背斜控制的古潜山层状油气藏。

（3）不规则古潜山油气藏

这种油气藏的形成，和古潜山储集层缝洞发育不均匀有关。由于缝洞连通性较差，导致油、气、水的空间分布呈不规则状，各成独立系统，没有统一的油水界面。华北地区的港西古潜山油气藏属这种类型。如图9-42所示。

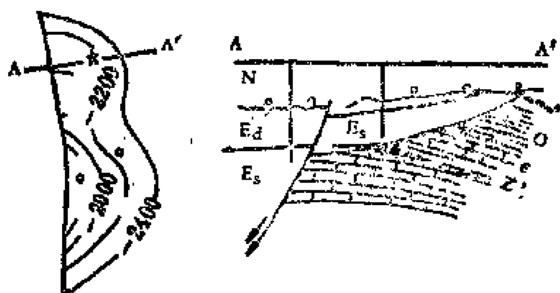


图 9-41　南马庄马2井古潜山层状油气藏

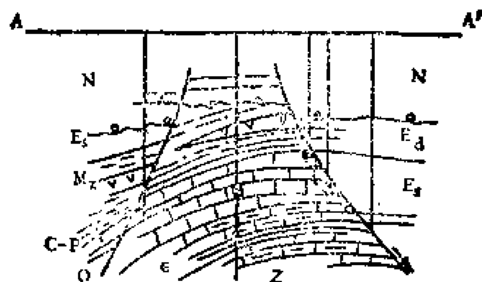


图 9-42　港西不规则古潜山油气藏

港西古潜山目前出油的地层为奥陶系石灰岩，各产油井位于不同的构造部位，各井产油、水深度不一，没有统一的油水界面，属不规则古潜山油气藏。

上述三种类型的碳酸盐岩古潜山油气藏，其中最重要的是块状古潜山油气藏，通常形成含油面积大、含油高度大、单井产量高的高产大油气田。

碳酸盐岩古潜山油气田的形成条件及分布有其自己的规律。古潜山油气田的形成同样必须具备油源、圈闭、盖层（保存条件）等最基本的条件。古潜山油气田的形成与古潜山本身的发育历史及其周围地质环境有密切关系。古潜山由于遭到剥蚀、构造破碎、溶蚀等作用的结果，形成有利的储集空间。由于后期地壳下沉，接受新的沉积，古潜山则被新的、后期的沉积所覆盖，当上覆为不渗透地层时，则可形成古潜山圈闭条件。此时，如果附近有油气来源（生油坳陷），油气则可沿不整合面或断裂面等运移通道，运移至圈闭中聚集起来，形成油气藏。因此，断层及不整合面的存在，对古潜山油气田的形成有特别重要的作用。

关于古潜山油气田的油气来源问题，要根据具体条件作具体分析。它可以来源于与古潜山同时代的生油层，即由奥陶系组成的古潜山油气田，其生油层可以是奥陶系本身；也可以来源于上覆新地层的生油层，例如，任丘油田中、上元古界古潜山中的油，是来源于上覆的下第三系沙河街组生油层，因为它正处于沙河街组生油坳陷之中。

古潜山油气田在地台区及褶皱区的沉积盆地中都有分布，但主要还是分布在相对稳定的地台区，特别是在升降运动比较频繁、地质发展历史中沉积间断及不整合面比较发育的地区，形成古潜山油气田的条件有利。如我国的华北地台、美国的北美地台、非洲的北非地台以及苏联的俄罗斯地台、西西伯利亚地台等，都发现有这种类型的油气田。

综上所述，对碳酸盐岩油气田可以有如下几点认识。

（1）碳酸盐岩油气田在世界石油和天然气的产量、储量中，占有重要地位。分布广泛，而且常是高产大油田，占世界198个大油田总数的47%。因此，加强对碳酸盐岩油气田的研究和勘探工作，对高速度发展我国石油和天然气工业有着极重要的意义。

（2）根据近代碳酸盐岩成因的研究和近代石油成因的研究，可以充分说明碳酸盐岩和粘土岩一样是能够生成石油和天然气的。这是进一步勘探"自生自储"的碳酸盐岩油气田的重要物质基础和理论根据之一。

（3）碳酸盐岩油气田的储集空间比较复杂。与砂岩油田比较，除原生孔隙空间外，对碳酸盐岩油气田来说，后期次生的储集空间往往起更重要的作用，如构造裂隙及溶孔等，这也是造成高产的重要原因。因此，在评价碳酸盐岩储集层时，必须充分考虑次生作用的影响。

（4）根据目前世界各国碳酸盐岩油气田勘探成果分析，最重要的碳酸盐岩油气田不外以下四种主要类型：即与大型长垣隆起有关的碳酸盐岩油气田，裂隙型碳酸盐岩油气田，生物礁型碳酸盐岩油气田，古潜山型碳酸盐岩油气田。

（5）从世界目前碳酸盐岩油气田的分布情况来看，主要是分布在相对稳定的地台区和与地台相邻的山前坳陷斜坡区。

（6）近几年碳酸盐岩研究的新成果说明，碳酸盐岩的形成过程，与碎屑岩、粘土岩的形成过程有相似之处，同样受岩相古地理条件的控制。因此，加强碳酸盐岩地层分布地区岩相古地理的研究，划分有利的生、储油相带，是勘探碳酸盐岩油气田的重要基础工作。

（7）我国地台区碳酸盐岩地层分布广泛，从地质时代上看也很普遍，从最古老的中、上元古界、寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系、石炭系、二叠系直到三叠系都有沉积，厚度相当可观。这为在我国寻找碳酸盐岩油气田，提供了雄厚的物质前提。

第十章　地壳上油气聚集的分布规律

上述各章详细讨论了油气藏和油气田形成的各种有关问题。但是，它们在地壳上的分布，常常受到区域地质构造及岩性、岩相等地质条件的控制而成群成带成组出现。油气藏是地壳上油气聚集的最小单元。在受单一局部构造控制的同一面积内若干个油气藏组成一个油气田；油气田也不是孤立存在的，常受一定地质条件限制成群出现构成油气聚集带。有些油气聚集带往往具有同样的油气来源，它们是处在同一含油气区内，发生了油气生成和聚集的过程；有时，一个或若干个含油气区具有统一的地质发展历史，可以组成一个含油气盆地。所以，对油气地质勘探工作而言，其任务并非只为寻找某个单独的油气藏或油气田，而是要研究整个大区域的地质发展历史，从而找到含油气盆地，并从区域着眼，划分出其中的含油气区，找出一系列油气聚集带和油气田。由此可见，我们在详细分析了油气藏和油气田形成的各种问题后，尚需进一步研究地壳上的各级油气聚集单元及其分布规律。

第1节　油气聚集带及含油气区

油气勘探实践证明：油气田在地壳上不是孤立存在的，人们在发现某个油气田后，经常在其毗邻的构造中找到新的油气田，或在钻井过程中遇到油气显示。这个现象充分说明油气运移是区域性的，亦即油气运移的主要指向，常常受二级构造带所控制。当这些二级构造带与油源区连通较好或相距较近时，随着油气源源不断供给，整个二级构造带各局部构造的一系列圈闭都可能形成油气藏，造成油气田成群成带出现，成为油气聚集带。

由此可见，油气田的形成，同二级构造带有密切关系。该构造带上的所有油气田都受到同一构造单位的活动所控制，具有相似的地质特征和油气聚集条件。所以，油气聚集带可被理解为同一个二级构造带中，互有成因联系、油气聚集条件相似的一系列油气田的总和。

油气聚集带的形成是二级构造带同油源区和储集岩相带有机配合的结果。沉积盆地内的油源区生成的石油和天然气，首先向上下及周围毗邻的储集岩相带发育区运移，因此这里的二级构造带往往是油气运移的主要指向，成为有利的油气聚集带。华北渤海湾盆地东营凹陷及黄骅坳陷沙河街组下部生油区生成的油气，就近运移至油源区附近的二级构造带中优先聚集起来，胜坨、东辛两个构造带集中了东营凹陷63％的地质储量（图10-1），大港油田地质储量也占整个坳陷的60％（图10-2）。如果在沉积盆地的洼陷区，生油层与储集层间互成层、彼此穿插，油源区就是储集区，这里的二级构造带大有“近水楼台先得月”之势，成为最有利的油气聚集带，容易形成特大型油田，例如大庆长垣油气聚集带约集中了松辽盆地80％以上的地质储量（图10-3）。

在地壳上不同大地构造单位的沉积盆地中，由于区域地质构造条件的差别，可以形成各种二级构造带，因此，油气聚集带也就随所处大地构造位置的不同而呈现各种类型。

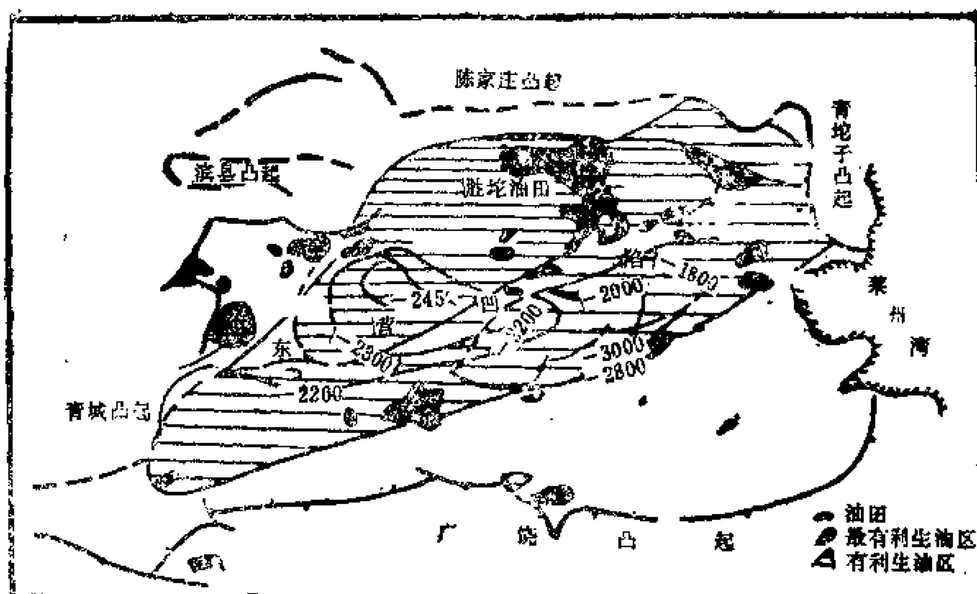


图 10-1 东营凹陷油气田分布与生油区的关系（据石油工业部石油勘探开发科学研究院，1977）

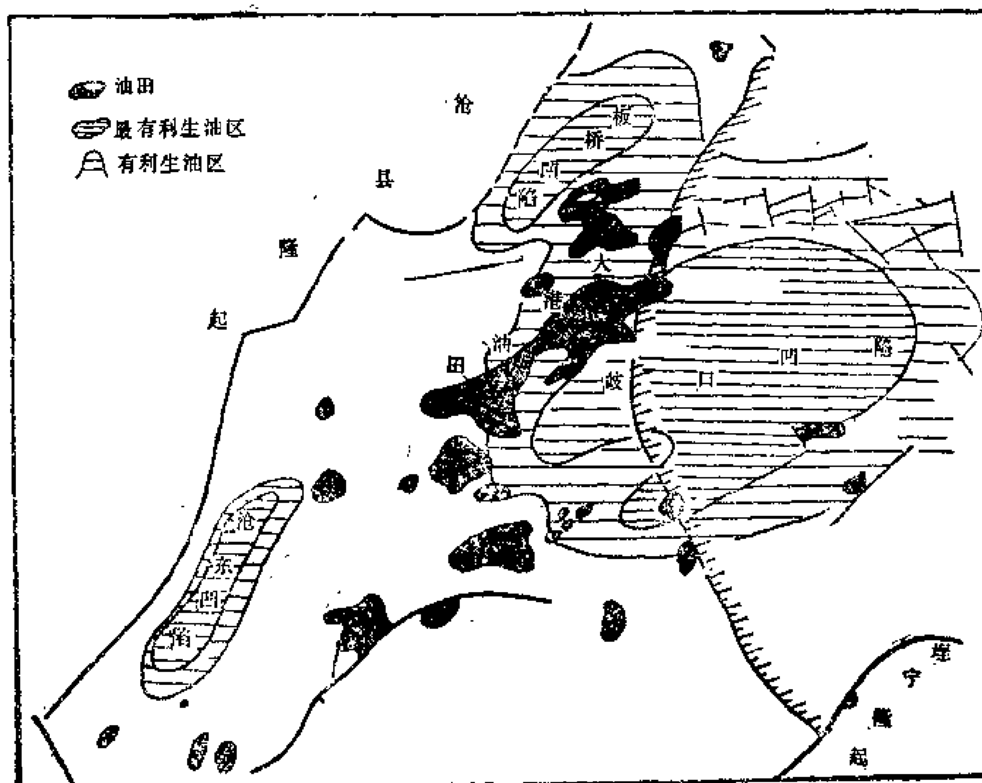


图 10-2 黄骅坳陷油气田分布与生油区的关系（据石油工业部石油勘探开发科学研究院，1977，修改）

在地壳的相对稳定区域，基底埋藏较浅，沉积盖层较薄，由于基底断裂或基岩隆起，反映在沉积盖层的构造形态上呈现为较平缓的大型长垣或隆起，形成背斜型的油气聚集带，其中各个背斜或穹窿即为一系列相邻的背斜油气田。它们在成因上都与基底活动有关。松辽

盆地的大庆长垣和四川盆地中部龙女寺大型鼻状隆起区都是典型的实例。

在地壳的相对活动区域，受侧压应力的作用常可形成较强烈的背斜褶皱，两翼倾角较大且不对称，陡翼常发育逆断层或逆掩断层，缓翼常伴生垂直于轴向的横断层。这些背斜构造多呈线状或雁行状排列，形成与褶皱作用有关的若干背斜油气田，并成群成带组成背斜型的油气聚集带。

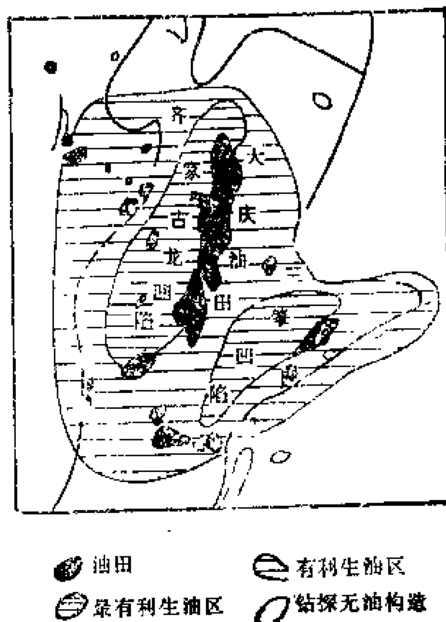


图 10-3　松辽盆地油气田分布与生油区的关系（据石油工业部石油勘探开发科学研究院，1977，修改）

在沉积盆地的边缘地带常可见到单斜油气田，地层倾向基本一致，构造等高线近于平行，有时在单斜层上被一些鼻状隆起或断层所复杂化。位于盆地边缘的单斜带，经常是水、陆交替的场所，容易形成地层超覆、不整合及岩性尖灭带等类油气藏。这类单斜油气田在盆地边缘往往连片分布，形成一个沿边缘延伸的大单斜油气聚集带。委内瑞拉马拉开波盆地东部玻利瓦尔大单斜油气聚集带是最典型的实例，我国陕甘宁盆地侏罗系发现的油气聚集带也有这种类型。

在海相沉积盆地的边缘，位于浅海大陆架地带，在气候温暖的水域中，造礁生物异常发育，可以形成生物礁块沿海岸线成带分布，这是寻找生物礁块油气聚集带的有利场所。

古潜山油气聚集带多分布在地台区，在古地形剥蚀突起带和古构造剥蚀断块山带，只要它们被年青的生油层系所覆盖，或与油源区相沟通，都可能形成古潜山油气聚集带。华北渤海湾盆地发育许多由中、上元古界或下古生界碳酸盐岩组成的剥蚀断块山，后被下第三系沙河街组湖相生油层系所掩埋，石油源源不断地沿不整合面和断裂进入剥蚀断块山，形成古潜山油气聚集带，如任丘、坝县等古潜山油气聚集带。

此外，盐丘、泥火山等刺穿构造油气聚集带，分布在膏盐相沉积、粘土岩相沉积和断裂发育区，当具备不均衡压力作用时，这些可塑性物质就易于沿着褶皱和断裂向上刺穿，形成刺穿构造油气聚集带。美国墨西哥湾沿岸、苏联里海周围，这类刺穿构造油气聚集带较多。

最后，尚需指出：我国东部地台区，中生代的燕山运动影响较剧，断裂活动显著，喜山运动又继承了这一特点，因此，在中、新生界地层中常可造成受断层与鼻状隆起组合、断层与滚动背斜带组合、大单斜层被多组断层复杂化的油气聚集带，是值得注意的。

总之，油气田的分布受油气聚集带控制，这种有规律的分布特点，从寻找石油和天然气资源的角度来看，具有重大的意义。因为在明确了油气聚集带的分布规律及其特点后，就可按其分布规律找寻和追索适于储油的局部构造。而这些局部构造的含油气性如何，则应在研究油气聚集带的基础上，根据构造形成时间早晚、圈闭条件好坏、距油源区远近及后期保存情况等方面进行对比分析，以便选择含油气远景最大的构造优先部署勘探。值得强调的是，在某一油气聚集带上的构造，并不一定全都含油气，它们有的可能成为工业油气田，有的可能条件较差而未形成油气田。

从地质发展的观点分析，有利的油气聚集带应当是：

(1)沉积盆地油源区或其附近有长期继承性隆起背斜型油气聚集带。该带离油源区近、储集岩相带发育、构造圈闭形成早，在隆起过程中，已生成的油气便可就近聚集。

(2)在地质历史发展过程中，一般形成较早的油气聚集带含油气较为有利。但也要具体分析。有的后期形成的构造带，隆起幅度较高，油气重新分布，使形成时间较晚但隆起幅度较高的构造含油气远景变大。

但是，在一般情况下，油气聚集带的形成时间与隆起幅度往往是一致的。

(3)沉积盆地边缘的大单斜带，往往是有利的储集岩相带发育区，且易形成各种地层和断层圈闭，在区域性油气运移过程中，是油气指向的低压地区，有利于形成大单斜油气聚集带。

(4)生物礁、盐丘、古潜山及滨海砂洲发育地带，都可以形成各种特殊类型的油气聚集带。

所以，有利的油气聚集带多位于沉积盆地的洼陷区域，洼陷不断沉降，伴随着较长期的沉积作用，容易导致石油和天然气生成与聚集的过程。但是，产生洼陷的原因，主要同区域大地构造性质有密切关系。这种适于油气生成和聚集的洼陷，在地壳上多分布在地台区的内部坳陷和边缘坳陷，褶皱区的山前坳陷、山间坳陷和中间地块。在每一个沉积坳陷中，地质发展历史和沉积岩系发育特征具有统一性，油气生成和聚集过程也有共同的规律性。因此，在石油地质工作中，可将上述属于同一大地构造单位，有统一的地质发展历史和油气生成、聚集条件的沉积坳陷，称为含油气区。诸如地台内部坳陷含油气区、地台边缘坳陷含油气区、山前坳陷含油气区、山间坳陷含油气区及中间地块含油气区。

地台内部坳陷含油气区主要是指地台区的台向斜坳陷和台背斜上的内部断陷等区域。在古老结晶基底之上发育较厚的沉积岩系，构成多套含油层系。其时代可以是中、上元古代和古生代的，也可以是中、新生代的。如我国东北、华北及华南地台上的一些含油气区就是如此，从含油层系的时代看，中、上元古代、古生代、中生代、新生代都有；从岩相特征看，中、新生界含油层系为陆相沉积，而中、上元古界和古生界含油层系多属海相沉积。这些地台内部坳陷中广泛分布着与基底活动有关的构造圈闭和地层圈闭，不论是在中心或边缘斜坡都可以形成巨大的油气藏。目前世界上很多特大油气田都分布在这类含油气区中，在石油和天然气的储量、产量上都占有重要地位。

地台边缘坳陷含油气区是指与褶皱区相邻的地台斜坡部分。相对于内部坳陷而言这里的活动性较大，沉积岩系厚度也更大，且倾没深，又具斜坡状，具备油气生成和聚集的有利条件，同时受褶皱区的影响，常产生多种多样的油气聚集条件，形成资源丰富的含油气地区。著名的中东地区阿拉伯地台斜坡就属于这种类型含油气区；我国东南沿海大陆架是否也属此类，尚待进一步研究。

山前坳陷含油气区是指地槽褶皱回返以后，在靠近稳定地带边缘处，重新下沉所形成的褶皱山系前缘的新坳陷。沉积岩系厚度大，活动性比地台区强烈，与地台或中间地块相邻接，随着向地台或中间地块过渡，地层厚度随之减小，所以坳陷常呈不对称状。受侧压应力形成的背斜油气田常平行于褶皱山系分布，呈线状或雁行状排列的特点。

山间坳陷含油气区是褶皱带内部的坳陷，四周均为褶皱山系所环绕，活动性强烈，

沉降幅度大，沉积岩厚度大，且常以坳陷中央部分厚度最大。坳陷中心常为有利的生油区，油气生成后向坳陷四周呈放射状运移，形成有利的油气聚集地带。因此山间坳陷中的油气田分布除呈线状或雁行状排列外，还可能见到环状分布的特点。

中间地块含油气区是一种比较特殊的类型。它位于褶皱区内，但其本身又属稳定性的地块。在基底之上有比较厚的沉积盖层和近似地台型的平缓构造。在整个地质发展过程中，四周的褶皱山系对它有一定影响，并且在油气生成和聚集的特点上也有所反映。但其总的特点仍与地台相似，它常同山前坳陷紧密联系在一起。

后三种类型含油气区，在我国西北古生代褶皱区内有广泛的分布。

第2节 含油气盆地及其类型

地壳表面起伏不平，那些在漫长的地质历史期间曾经不断下降接受沉积的洼陷区域，就可称为沉积盆地。沉积盆地的大小不一，面积从几十平方公里到上万平方公里。由于沉积盆地发育的地质历史长短不同，下降幅度和沉积速度也有差异，导致其中堆积的沉积物厚度相差悬殊，少则几十至几百米，多则可达数千乃至上万米。盆地的基底时代和性质可以是均一的，也可以是复杂的。沉积盆地内汇集了在江、河、湖、海水体中生长的各种生物遗体，各种地质营力可将附近的陆生生物遗体及残骸带到盆地中来。随着盆地不断下降，不同成分和粒度的沉积物堆积愈来愈厚，形成不同类型的沉积岩，其中既可以发育有利于油气生成的岩层，也可以出现有利于油气储集的岩层。因此，地壳上那些长期处于下降阶段，接受了巨厚沉积岩系的古代沉积盆地，常常就是油气生成和聚集的有利区域。

在漫长的地质历史上，地球曾经历了多次地壳运动，在地史上显现出阶段性发育的特征。因而，在同一区域，不同地质历史时期，沉积盆地的发生、发展、消亡，也都会表现出不同的阶段性特点。例如在距今5.7～4.5亿年的寒武纪至奥陶纪中期❶，华北曾经是一片汪洋大海，海盆的范围囊括了辽、冀、鲁、豫、晋、陕、甘、内蒙等省、自治区及渤海湾，尽管盆底有起伏变化，但它们都处于一个统一的巨大古老海相沉积盆地之中，在经历了复杂的地质演变后，至中、新生代这里却被分割成若干个湖相的沉积盆地或坳陷。如中生界发育的陕甘宁盆地和中、新生界发育的近海湖相沉积坳陷济阳、黄骅、冀中、辽河等等。换言之，时代、环境、大小都不同的沉积盆地可以重叠发育在同一区域，这就为油气勘探工作指明了不同方向。所以，沉积盆地是石油地质勘探人员首先要研究的对象。

在沉积盆地中，如果发现了具有工业意义的油气田，那么，这种沉积盆地就可视为含油气盆地。因此，含油气盆地首先必须是一个沉积盆地。在漫长的地质历史期间，曾不断下降接受沉积，具备油气生成和聚集的有利条件，存在着油气田。所以，凡是地壳上具有统一的地质发展历史，发育着良好的生、储、盖组合及圈闭条件，并已发现油气田的沉积盆地，称为含油气盆地。

含油气盆地的基底和周缘的地质特征对盆地的形态、沉积岩系及地质构造的发育都有着严密的控制作用。盆地基底最老者为前震旦纪（国外多为前寒武纪）属结晶变质基底，性坚硬，是地台基底的一部分；盆地面积较大，属坳陷型者常近圆-椭圆形，属断陷型者则近

---

❶据Harland et al.1964年发表的地质时代年龄计算表，见《Principles of isotope geology》，1977。

长方形或菱形，周缘受大断裂控制；盆地内沉积岩系以古生界为主，有时也发育有中、新生界，厚度一般较小，约2000～4000米，若地台后期活化显著时，最厚可达上万米。盆地的构造活动性一般较小，盖层构造多受基底活动控制，褶皱平缓，小型正断层发育。另一类盆地基底属年青基底，包括加里东期、海西期或中生代褶皱基底，多属地槽回返后，在褶皱带前缘或内部形成的沉积坳陷，多呈长条形，坳陷内的沉积特征和构造特征多受毗邻的褶皱带控制，沉积岩系厚度大，一般6000～7000米，最厚超过10000米，褶皱及各种断裂均较剧烈。

由于基底和盖层的性质不同，含油气盆地的构造特征也较复杂。在一般盆地内，基底起伏形成的隆起与坳陷属一级构造单元。隆起以相对上升占优势，沉积盖层较薄且往往发育不全，沉积间断较多，在毗邻坳陷的翼部容易出现地层超覆和岩性尖灭带，有利于油气聚集；坳陷是盆地内基底埋藏最深的区域，沉积盖层发育完全，厚度大、岩性岩相稳定，是有利于油气生成的区域，成为含油气盆地的油源区。至于盆地边缘的斜坡区，也属于一级构造单元，同毗邻坳陷的隆起翼部相似，也是有利的油气聚集区。盆地内最低一级构造单元为背斜、单斜和向斜，俗称三级构造（或局部构造），是形成油气田的构造单元；由它们组成的构造带即为二级构造单元，控制油气聚集带的形成。对一般含油气盆地而言，多包括上述三级构造单元。但是，在某些地质构造较复杂的大型含油气盆地内，在隆起与坳陷之下，尚可划分出次级单元凸起与凹陷，因不带普遍性，可列为亚一级构造，不必另立级别。

由于沉积盆地的基底可以是均一的或复杂的，于是含油气盆地在区域构造性质上可以是单一型的，也可以是复合型的。例如，我国酒泉盆地是在祁连山古生代褶皱带的山前坳

表 10-1 典型含油气盆地分类表[24]

区域构造性质 \ 沉积发育史				少时代单相生油层系组合	多时代多相生油层系组合
单一型含油气盆地	地台内部坳陷	台向斜			松辽、四川、陕甘宁、密执安、伊利诺、西西伯利亚
		断陷	单断坳陷		济阳、冀中、黄骅
			双断坳陷（地堑）		下辽河、临清、莱茵、红海、德聂伯-顿涅茨
	山前坳陷			酒泉、阿巴拉契亚、东喀尔巴阡	
	山间坳陷			吐鲁番、民和、洛杉矶、文图拉、费尔干、西欧北海	
复合型含油气盆地	山前坳陷-地台边缘斜坡				西台湾及东南沿海大陆架(?)、波斯湾、墨西哥湾、西加拿大、撒哈拉、伏尔加-乌拉尔
	山前坳陷-中间地块				塔里木、准噶尔、柴达木、马拉开波、潘农、南里海

陷含油气区内，在古生代褶皱变质基底之上发育起来的一个中、新生代沉积盆地，整个盆地基底的时代和性质相同，既是一个含油气区，也是一个含油气盆地，因此属单一型含油气盆地。而准噶尔盆地的基底却较复杂，南部为天山古生代褶皱带的山前坳陷含油气区，北部属前震旦纪变质基底的中间地块含油气区，二者在中、新生代组合成一个统一的沉积盆地，但是，由于二者基底时代和性质不同，导致其生、储、盖组合时代及圈闭条件都有显著差别，因此应属于由两个不同性质含油气区组成的复合型含油气盆地。

另一方面，沉积盆地在发展历史上显现出的阶段性发育特征，也就使含油气盆地在沉积发育史上，表现为少时代单相生油层系组合和多时代多相生油层系组合的两种不同类型。例如，酒泉盆地只有中、新生代陆相生油层系组合，而在渤海湾盆地冀中坳陷不仅具有新生代陆相生油层系组合，而且其下尚伏有下古生代海相生油层系组合，甚至在中、上元古代还可能发育着海相生油层系组合。

所以，为了更有助于油气勘探工作，有必要根据区域构造性质及沉积发育史特征，将含油气盆地划分为下列类型(见表10-1、图10-4)[24]，现分述其主要特征如下：

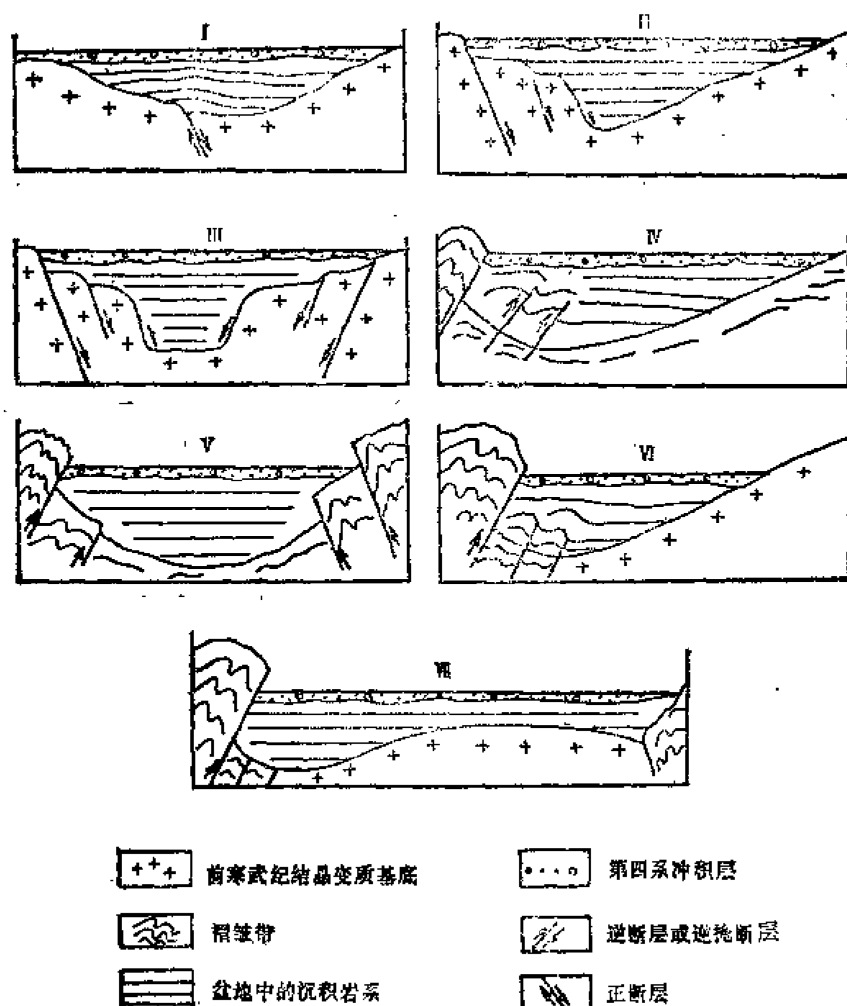


图 10-4 含油气盆地类型的模式图[24]

I—台向斜型含油气盆地；II—单断坳陷型含油气盆地；III—双断坳陷型含油气盆地；IV—山前坳陷型含油气盆地；V—山间坳陷型含油气盆地；VI—山前坳陷-地台边缘斜坡型含油气盆地；VII—山前坳陷-中间地块型含油气盆地

一、地台内部坳陷型含油气盆地

这是在前震旦纪（或前寒武纪）古老结晶变质基底上发育起来的含油气盆地，基底均一，属单一型。这类盆地的形成，是在地台内部受基底不均衡升降运动的结果。其中常发育较厚的沉积岩系，由若干构造层组成，其时代可以是古生代的，也可能包括中生代和新生代的，甚至有的还可能包括中、上元古代的。我国东部大陆的一些含油气盆地就属此类，常具多时代多相生油层系组合，古生界、中生界、新生界均有；岩相特征也较复杂，中、新生界常为陆相沉积，而古生界及中、上元古界多属海相沉积。世界上许多特大油气田分布在这类含油气盆地中。根据地台内部坳陷的性质不同，可以再分为两个亚类：

(一)台向斜型含油气盆地

地台内部面积较大的长期坳陷，其范围相当于台向斜。如我国的松辽、四川、陕甘宁，美国的密执安、伊利诺，苏联的西西伯利亚等含油气盆地均属此类。基底较稳定，多为长期坳陷、稳定下降的区域；浅层常发育中生界生油层系，深层多伏有古生界或中、上元古界海相生油层系，与盆地周缘出露的结晶基岩多呈逐层超覆接触（图10-4之Ⅰ）。盆地中发育有大型的背斜、长垣、隆起、斜坡等二级构造带类型。由于受周缘影响，一般陡背斜位于盆地边部，平缓隆起和长垣位于盆地中部，斜坡和挠曲带则多分布在大单斜带。无论在盆地中心或是在边缘斜坡，都可形成巨大油气田。盆地内火山岩不发育。

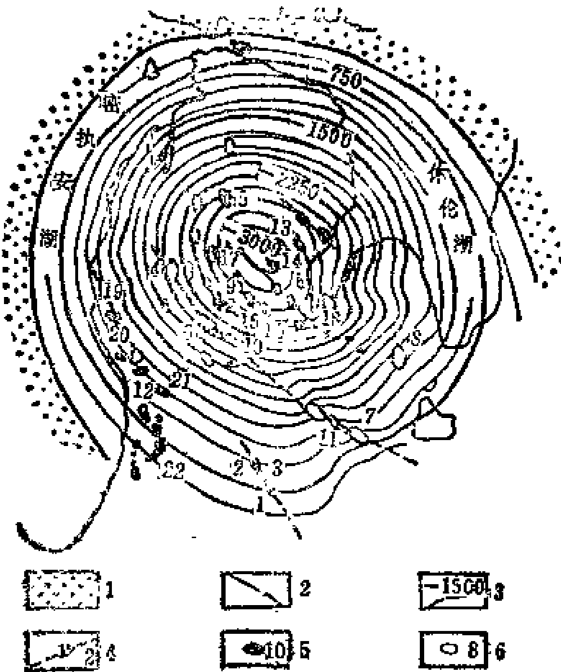


图 10-5　美国密执安盆地略图
1—盆地边缘带；2—盆地边界；3—基底等深线，米；4—油气聚集带；5—油田；6—气田

密执安盆地为北美地台上以前寒武纪结晶变质岩为基底的平缓台向斜（图10-5），长和宽约400～500公里，沉积了5000米以上的古生界岩系，被沉积间断分隔为寒武-奥陶系、志留系、中-下泥盆统、密西西比系、宾夕法尼亚-二叠系等五套层系，皆以碳酸盐岩和蒸发岩为主。共有20个生产层，已找到200个油田、120个气田。油气田多为不对称同沉积短轴背斜，走向北西-南东，成线状长垣式油气聚集带。而西西伯利亚盆地则是在古生代褶皱变质基底上发育的大型中、新生界台向斜型含油气盆地（图10-6），面积350万平方公里，可划分为若干次级坳陷与隆起，中、新生界陆源海相为主的砂、泥岩沉积发育，厚逾5000米。侏罗系和白垩系中砂岩生产层超过40层，已发现一百多个油田或油气田、五十多个气田；最大油气田萨莫特洛尔和乌连戈伊等都集中分布在中央区苏尔古特和下瓦尔托夫隆起，长垣型和隆起型油气聚集带发育，油气田多与局部穹窿背斜有关，油田主要属继承性发育的穹窿背斜，气田则多为新形成的局部穹窿。油气藏多为背斜型，岩性封闭少。油气藏深度一般小于3000米，气藏深约1500米。

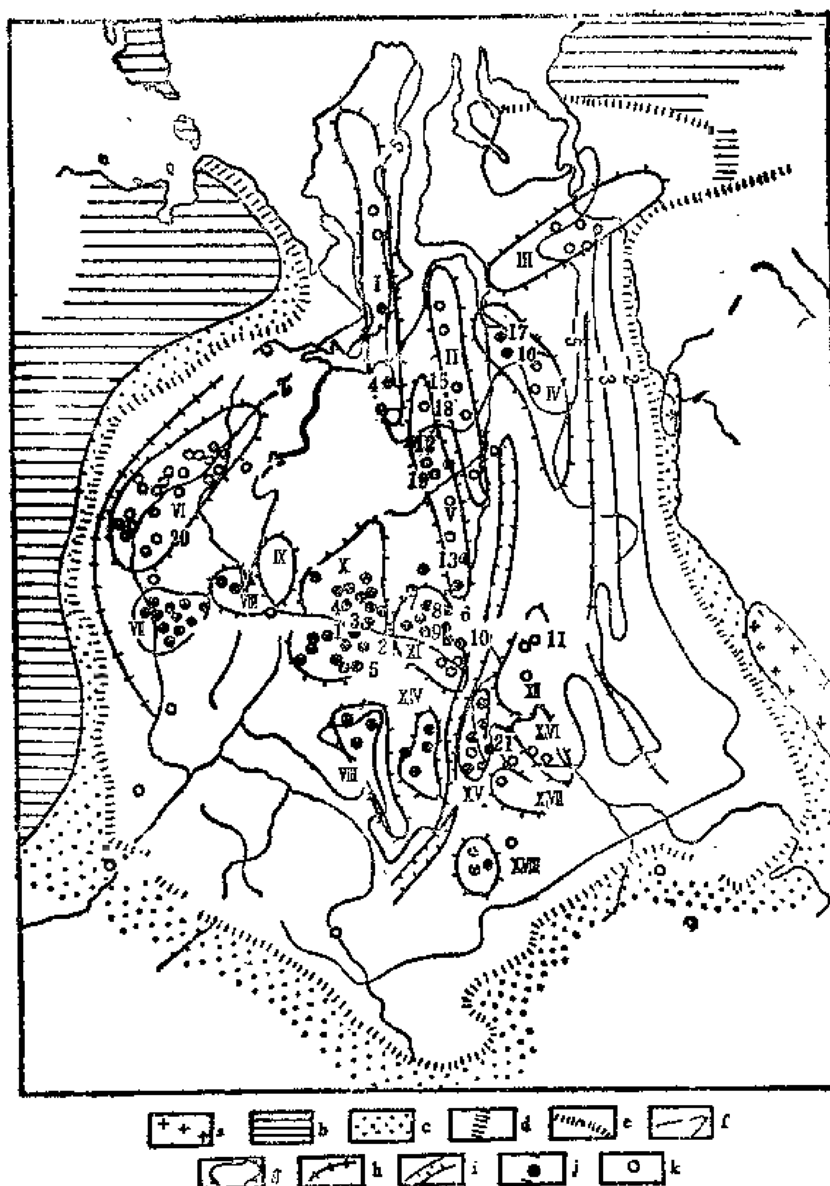


图 10-6 苏联西西伯利亚盆地略图[91]

a—贝加尔褶皱地表露头；b—海西褶皱基底露头；c—盆地边缘带；d—盆地之间的隆起；e—盆地边界；f—基底等深线，公里；g—隆起，长垣；h—凹陷；i—断槽；j—油田和油气田；k—气田

隆起，长垣：Ⅰ～ⅩⅧ，其中Ⅱ—乌连戈伊；Ⅳ—塔索夫；Ⅹ—苏尔古特；Ⅺ—下瓦尔托夫

油、气田：1—普拉夫金；2—马蒙托夫；3—巴雷克河口；4—贝斯特林；5—南巴雷克；6—萨莫特洛尔；7—北玻库尔；8—瓦京；9—麦吉昂；10—巴尔托夫-索斯林；11—奥赫腾里也夫；12—古勃金；13—瓦里也甘；14—麦德维日耶；15—乌连戈伊；16—扎玻梁；17—塔索夫；18—尤比列依；19—科姆索莫尔；20—莲金；21—关尔晋

(二)断陷型含油气盆地

系指在前震旦纪（或前寒武纪）古老结晶变质基底或古生代褶皱变质基底上，受基底断裂作用而下陷的沉积盆地。面积大小相差悬殊，多发育在台向斜、台背斜，甚至台盾的内部或边缘。包括单断和双断两种型式：前者在盆地一侧为断距很大的同生基底断裂所限，与周缘出露的基岩呈断层接触；另一侧则为平缓斜坡，与周缘基岩逐层超覆接触。整个盆地呈断超式的明显不对称状（图10-4之Ⅱ），沉降中心常在近断裂一侧。有时在边缘

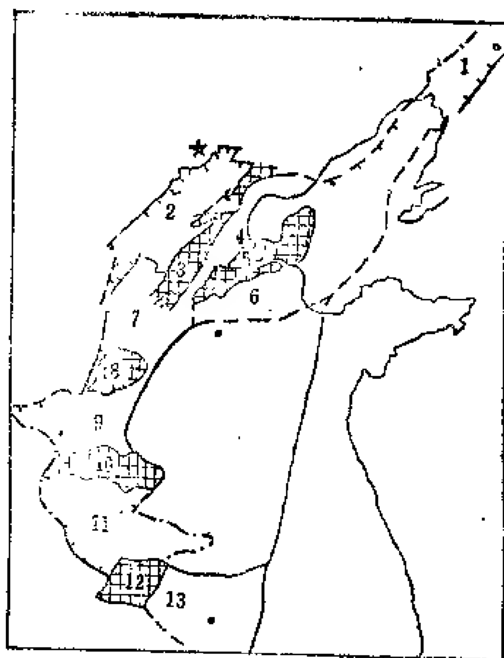


图 10-7 渤海湾盆地一级构造单元区划图
1—下辽河坳陷；2—冀中坳陷；3—沧县隆起；4—黄骅坳陷；5—埕宁隆起；6—济阳坳陷；7—临清坳陷；8—内黄隆起. 9—开封坳陷；10—太康隆起；11—周口坳陷；12—阜南隆起；13—合肥坳陷

基底断裂的影响下，在盆地内侧出现若干伴生基底断裂呈阶梯状节节下降，致使上覆沉积盖层中，成带出现受这些同生断层控制的滚动背斜，成为背斜油气田分布的有利区域；而在盆地另一侧斜坡区则易形成受地层圈闭和断层圈闭控制的单斜油气田。如果这些基底断裂之间的水平距离和垂直断距都较大，那么，这些基底断裂便可将整个含油气盆地分割成若干次级单断坳陷(或凹陷)，每个坳陷可以自成一个含油气区。例如，渤海湾盆地的结构异常复杂，由于基底断裂作用造成各断块不均衡升降，分割为辽河、黄骅、冀中、济阳、临清、开封、周口、合肥八个坳陷（图10-7），每个坳陷可能自成一个含油气区。以济阳坳陷含油气区为例，可以看出受鲁西隆起始新-渐新世缓慢上升的影响，环绕隆起北侧出现一组次级基底断裂，将济阳坳陷新生界含油气区分割为东营、惠民-沾化及车镇等凹陷，彼此以凸起相隔，各凹陷均为南超北断的单断凹陷（图10-8）。除下第三系盛产石油外，其下常可深埋下古生界等海相生油层系。渤海湾盆地其他坳陷的内部结构也与济阳坳陷大同小异。由此可见像渤海湾盆地这样的大型含油气盆地，受各级基底断裂分割作用的影响，可以造成隆坳相邻、凸凹相间的异常复杂的构造格局。

当盆地两侧均为边缘基底断裂所限时，则为双断（地堑）型含油气盆地（图10-4之Ⅲ），两侧与周缘出露的基岩均呈断层接触，盆地结构两侧较为对称，常发育受平行于边缘基底断裂的同生断层所控制的滚动背斜带，有利于油气聚集。我国的辽河、中东的红海-苏伊士、德意志联邦共和国的莱茵[4]等地堑均属此类。辽河坳陷除中、新生代陆相生油层系组合外，其下伏的下古生界海相沉积也可能具有找油远景。

二、山前坳陷型含油气盆地

地壳上的活动带回返后形成褶皱带。在其前缘出现新的沉积坳陷，快速下降，接受巨厚年轻沉积，这就是山前坳陷。常在古生代强烈褶皱变质基底之上，发育巨厚的中、新生代沉积。基底均一，属单一型含油气盆地（图10-4之Ⅳ）。与褶皱带之间，常以叠瓦状同沉积逆掩断层带相接，随着褶皱带急剧上升回返，前缘迅速下降成为沉降中心，并可形成伴有逆掩断层的背斜构造带，具有闭合度大的不对称背斜圈闭及断层圈闭；而在盆地另一侧，基底逐渐抬起成为大单斜带，其中可发育地层与断层组合的混合圈闭。我国的酒泉盆地（图10-9）、苏联的东喀尔巴阡盆地、美国的阿巴拉契亚盆地皆属此类。酒泉盆地是祁连山古生代褶皱带前缘的一个山前坳陷，二者之间以大型逆掩断层带相接，南部为沉降中心，受南缘褶皱带侧压应力作用形成一系列不对称短轴背斜，呈雁行式排列，组成背斜型油气聚集带，包括鸭儿峡、老君庙、石油沟等油田；北部大单斜带则为一单斜型油气聚集

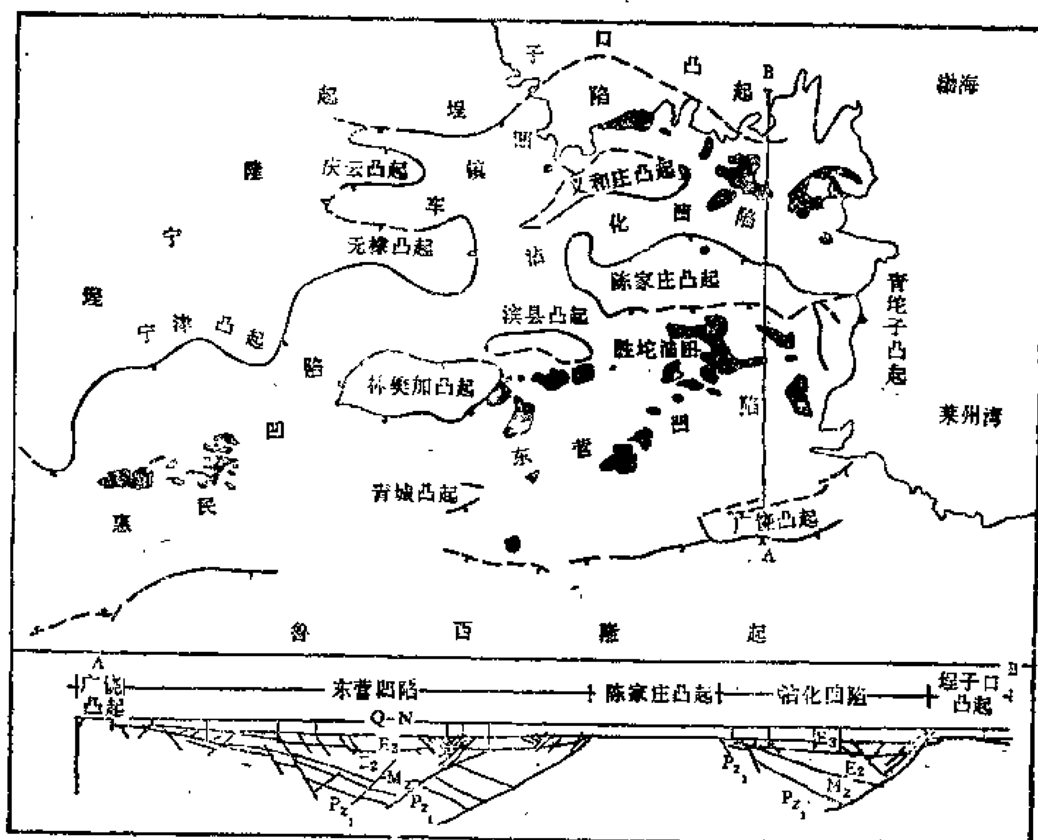


图 10-8 济阳坳陷地质结构略图

（据胜利油田勘探开发研究院，1977，修改）

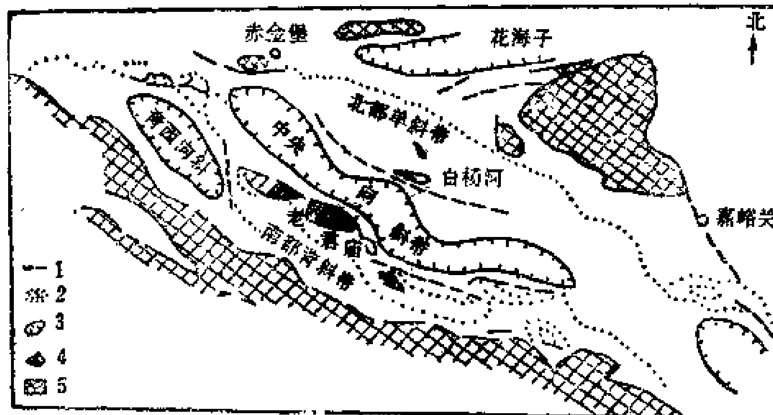


图 10-9 酒泉盆地略图

1—断层；2—隆起；2—凹陷；4—第三系油藏；5—变质岩

带，包括白杨河、单北等油田。下第三系为主要产油层系。

三、山间坳陷型含油气盆地

在地壳上活动带回返后形成的褶皱带的内部，出现后期沉积坳陷，大小相差悬殊。大者可为复向斜，小者可为褶皱带内部的任一小型双断坳陷，但它们都具有同期褶皱变质基底，属单一型含油气盆地（图10-4之V）。在这类盆地中，背斜构造带常平行周围褶皱带呈环状分布，构造圈闭发育。无论盆地面积大小，只要后期发育巨厚沉积岩系，都可能形成

大油气田。美国科迪勒拉中、新生代褶皱带内的洛杉矶、文图拉都是所谓“小而肥”的山间坳陷型含油气盆地。洛杉矶盆地呈三角形（图10-10），周缘均以大断层与褶皱山系相接，面积4150平方公里，已发现50多个油田，油田总面积约占盆地面积的一半。其中的特大油田威明顿原始可采储量3.6亿吨（已采出1.6亿吨），大油田亨丁顿滩1.3亿吨、长滩1.2亿吨，仅十个大油田的可采储量即达10亿吨，全盆地已探明石油可采储量13.5亿吨。白垩纪以前基底最深约14000米，与石油有关的沉积岩体积约6700立方公里，平均每立方公里沉积岩拥有石油可采储量约18万吨，是目前世界上最富的碎屑岩产油盆地。生产层属上新统和中新统，在侏罗纪基底裂缝页岩中也发现了少量石油聚集。全盆地只发现一个小气田，其余均为油田，组成若干受断层控制的背斜型石油聚集带。我国的吐鲁番、民和及苏联的费尔干都是古生代褶皱带内的山间坳陷型含油气盆地。

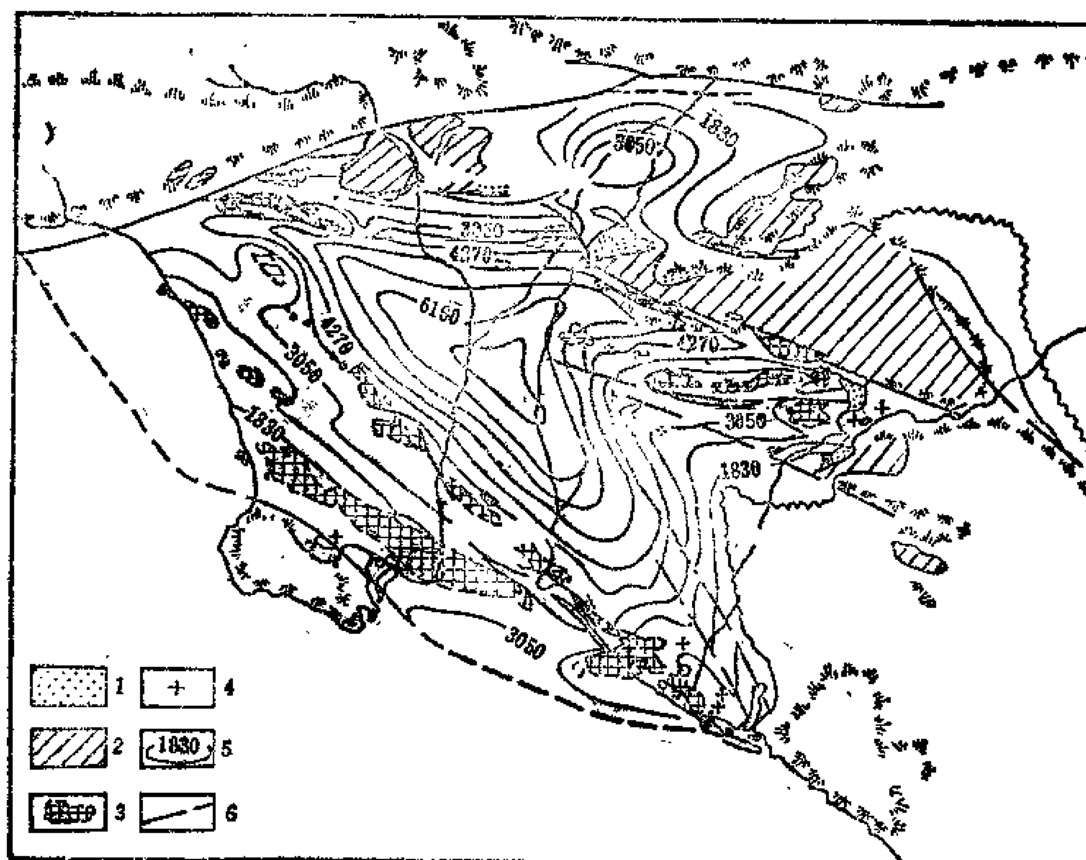


图 10-10　美国洛杉矶盆地略图

1—下上新统沉积；2—上中新统沉积；3—油田；4—小废弃油田；5—上中新统和更年轻地层等厚线，米；6—断层

四、山前坳陷-地台边缘斜坡型含油气盆地

由于褶皱带回返上升造成其山前坳陷带动相邻的地台边缘斜坡一起急剧下降，接受巨厚沉积岩系，形成统一的大型沉积盆地。但是，由于山前坳陷属后期褶皱变质基底，地台边缘斜坡为前寒武纪古老结晶变质基底，二者组合成一个巨大的复合型含油气盆地(图10-4之Ⅵ)。这种基底性质的差别，导致沉积、构造及含油气性等一系列特征都呈现规律性的变化。从山前坳陷向地台边缘斜坡，沉积厚度由厚逐渐变薄，构造类型由受侧压应力影响形成的不对称高角度背斜带逐渐过渡为受基底活动控制的长垣型或隆起型平缓穹窿背斜带，产

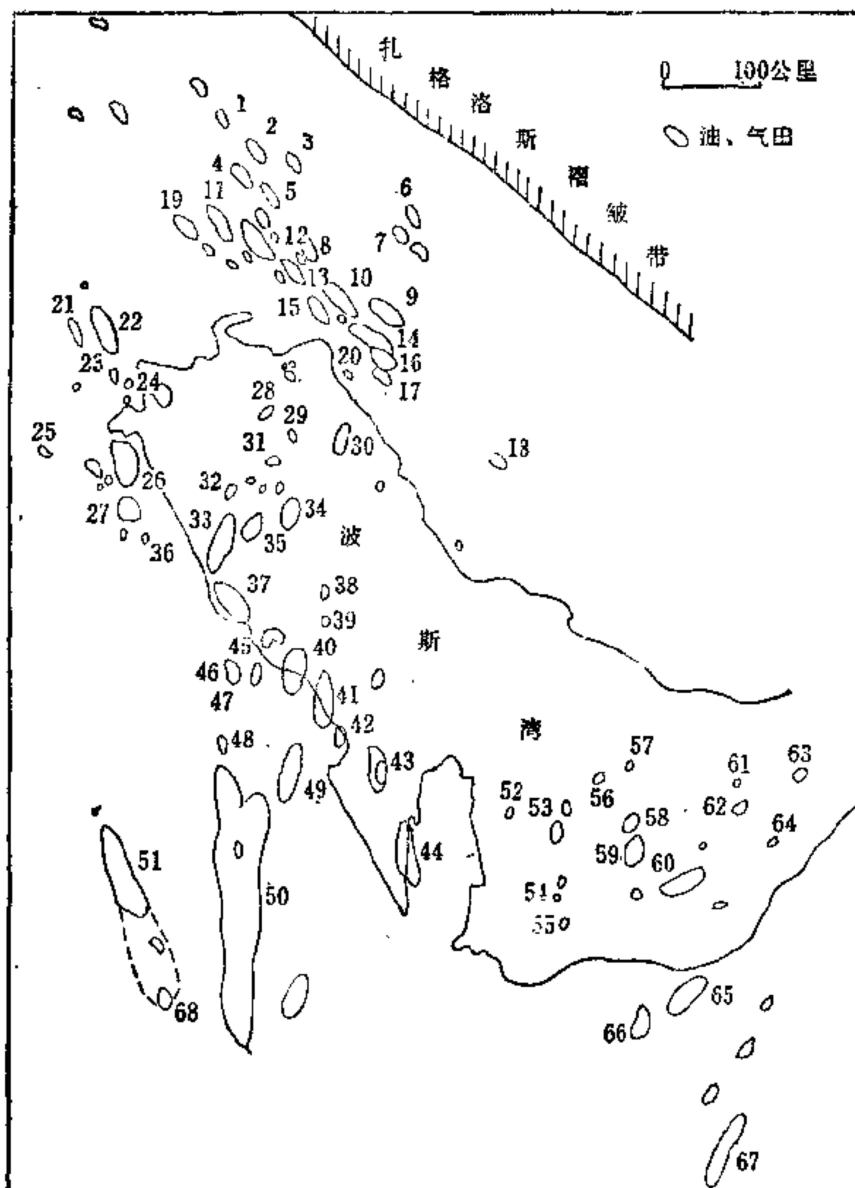


图 10-11 波斯湾盆地油气田分布图

1—拉利；2—麦斯杰德-伊-苏莱曼；3—帕尔依锡赫；4—纳夫特萨菲德；6—哈夫特克尔；6—库赫依利吉；7—杜德隆；8—发瑞斯；9—加奇萨兰；10—帕扎农；11—马荣；12—卡兰尼；13—阿加贾里；14—比比哈基麦；15—莱格伊萨菲德；16—基卢尔卡里姆；17—古尔卡里、18—布什干；19—阿瓦士；20—比那克；21—鲁迈拉；22—祖贝尔；23—劳扎塔因；24—萨布里亚；25—米纳吉什；26—布尔干；27—瓦夫腊；28—巴赫里干沙；29—瑙柔兹；30—达里乌斯；31—瑶鲁斯；32—赛特；33—萨法尼亚；34—菲来敦；35—祖卢夫；36—卡夫奇；37—麦尼法；38—卡兰；39—贾纳；40—茵利；41—卡特夫；42—达曼；43—巴林；44—杜汉；45—胡尔萨尼亚；46—阿布哈德里亚；47—法底利；48—法兹兰；49—阿布卡依克；50—加瓦尔；51—胡赖斯；52—梅丹马贽；53—伊德沙尔吉；54—本杜克；55—萨斯；56—罗斯坦；57—腊库什；58—沙山；59—乌姆沙夫；60—扎库姆；61—锡里；62—法奇；63—阿布穆萨；64—法兹；65—木尔巴；66—布哈沙；67—沙伊巴赫；68—马沙尔吉

油气层系的地质时代由新渐变老，油气藏保存条件也逐渐变好。此类盆地由于具备两种区域构造性质沉积坳陷的优点，互相取长补短，常可成为特大型油气田集中分布的大型含油气盆地。典型实例为中东波斯湾盆地（图10-11），它由东部的扎格洛斯山前坳陷与西部的阿拉伯地台边缘斜坡组成，拥有石油储量600亿吨，是世界最大的含油气盆地之一。沉积岩系

从西南向东北增厚，在扎格洛斯山前坳陷古生界、中生界和新生界总厚超过15000米，在西南部阿拉伯地台边缘斜坡中生界和下第三系最厚达7200米。已发现140多个油田和10多个油气田，其中有50多个油田可采储量都超过1亿吨，大多数大油田分布在沙特阿拉伯和伊朗。油气田构造类型在山前坳陷为受侧压应力作用形成的不对称陡背斜，上下构造不符合，地表法尔斯层被挤压成逆掩倒转揉搓褶皱，地下阿斯马利灰岩呈大型箱状背斜；至地台斜坡油气田多属受基底活动控制的长垣型或隆起型的平缓短轴背斜，被正断层复杂化；此外，还有潜伏盐丘构造。油藏类型大多数在背斜顶部呈块状，少数呈块状-层状，但都具有共同的油水界面，油藏高度一般100米，最高可达200～240米。产油气层系从东北向西南由海相第三系渐新-中新统裂隙性石灰岩依次变为海相白垩系砂岩和侏罗系孔隙性石灰岩。1977年波斯湾盆地石油产量已逾11.2亿吨，居世界第一位。我国的台湾省-东南沿海大陆架，北非的撒哈拉-阿特拉斯，北美的墨西哥湾和西加拿大，苏联的伏尔加-乌拉尔等大型含油气盆地都可能属此类型。

五、山前坳陷-中间地块型含油气盆地

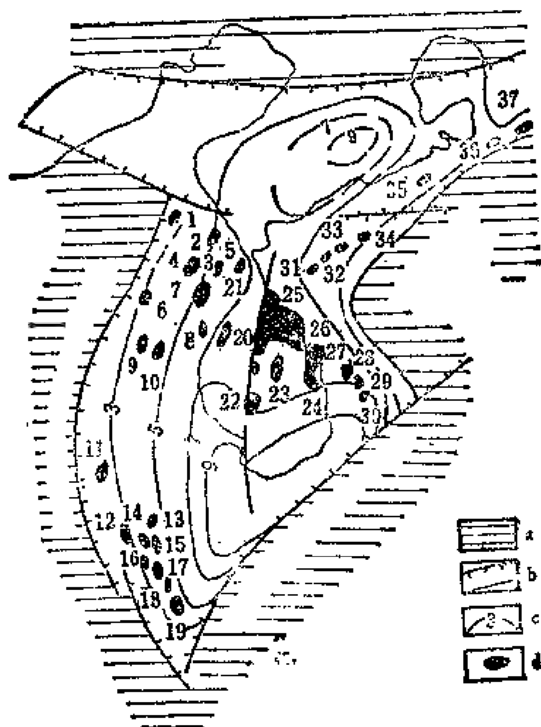


图 10-12　委内瑞拉马拉开波盆地略图

a—阿尔卑斯期褶皱山系；b—断裂，不整合；—基底等深线，公里；d—油田；1—阿马纳；2—马拉；3—混蒂克；4—拉-帕斯；5—康色普逊；6—塔土莫；7—博斯坎；8—洛斯-克拉罗斯；9—马科夫；10—圣何塞；11—里欧-德-奥罗；12—齐布；13—洛斯-呆内洛斯；14—西塔楠；15—塔腊；16—萨尔吉纳塔；17—拉-别特罗利亚；18—卡尔博涅拉；19—里欧-苏利阿；20—乌尔达涅塔；21—镘布卡拉；22—拉马尔；23——森特罗；24—苏塔；25—玻利瓦尔；26—拉古尼纳斯；27—巴哈李罗；28—梅内-格兰德；29—莫塔垣；30—巴杳雅；31—梅内-德-马乌罗阿；32—梅迪亚；33—平塔多；34—拉斯-帕里马斯；35—梅迪奥-梅瓜赫；36—埃-马隆；37—库马列波

这是复合型含油气盆地，由褶皱带的山前坳陷与其相邻的中间地块组成。前者为后期褶皱变质基底，后者是前震旦纪（或前寒武纪）古老结晶变质基底（图10-4之Ⅷ）。从山前坳陷向中间地块，在沉积、构造及含油气特征等方面也会发生类似上述的规律性变化，各种石油地质条件同山前坳陷-地台边缘斜坡型含油气盆地具有许多相似之处，因而也是油气资源蕴藏丰富的地区。闻名世界的委内瑞拉马拉开波盆地（图10-12）就是由梅里达安底斯山的西北山前坳陷、佩里亚山前坳陷从东南到西北环绕稳定的中间地块组成的复合型含油气盆地，面积近62000平方公里，已发现五十多个油田，其中玻利瓦尔、拉马尔、博斯坎、拉-帕斯是可采储量为1.59～47.7亿吨的特大型油田。盆地基底复杂，中央部分为前寒武纪结晶变质岩，周围山前坳陷有古生代褶皱变质基底。盆地内白垩系和新生界沉积岩系发育，在东南部最厚可达10000米，由陆源岩和陆源-碳酸盐岩组成，古、始、渐、中新统之间皆为不整合接触。白垩系裂隙性石灰岩和砂岩、第三系砂岩都含油，其中渐新统-中新统生产层厚逾1000米，是

主要生产层，拥有全盆地的大部分石油储量和产量。总可采储量达73亿吨，1976年全盆地产油量近7300万吨。油田的构造类型除西部和南缘多与背斜有关外，主要油田分布区盆地东部滨湖带则为单斜油田，油藏类型多与断层、地层超覆不整合等因素有关。我国塔里木盆地的地质结构同马拉开波盆地非常相似，中央为巨大的稳定地块，周围是古生代褶皱带的山前坳陷，中、新生界沉积岩系发育，含油气远景很大。准噶尔、柴达木、西藏，以及东欧的潘农，苏联的南里海等盆地都可能属此类型。

从60年代后期板块构造理论提出后，显著促进了含油气盆地的研究。哈尔布特和克莱姆（M. T. Halbouty & H.D.Klemme, 1970）、麦克罗森（R.C.McCrossan, 1973）、贝利（A.W.Bally, 1975）、鲍特（M.H.T.Bott, 1976）、迪肯森（W.R.Dickinson, 1976）等相继发表了很多重要论著，对含油气盆地的形成机理、类型及其与油气聚集的关系，进行了科学的分析与归纳。我国著名石油地质学家朱夏教授热心于含油气盆地的研究，1980年精辟提出[19]要注意将形成油气的基本地质要素（四个M）、控制条件（四个S）及影响因素（三个T）之间的错综复杂的关系联系起来，加以综合分析。四个M系指生油物质（Material）、成熟度（Maturity）、运移（Migration）、保持（Maintenance）；四个S是沉陷（Subsidence）、沉积作用（Sedimentation）、应力场（Stress field）、型式（Style）；三个T包括构造位置（Tectonic Setting）、时间（Time）、热条件（Thermal Condition）。不难看出，上述这些概念囊括了含油气盆地的沉积史、构造史、地热史，以及油气生成、运移、聚集、保存等全部主要要素。如果将它们数字化输入电子计算机进行模拟，可能得出关于含油气盆地油气聚集条件和资源量的比较完整的概念。其他如甘克文（1982）、刘和甫（1983）等也发表了很好的见解，提出了分类方案。

总之，对含油气盆地的研究，现已呈现一个欣欣向荣的景象，兹举两种分类方案供参考：

迪肯森（1976）[21]从板块构造观点将盆地分为两大类：裂谷环境盆地和造山环境盆地。并指出在时间顺序上，某一盆地在不同时期可以发生在不同类型的环境中，也可以出现逐渐过渡的情况。

I裂谷环境盆地：以离散板块运动和地壳张裂作用为主，地壳变薄引起了下沉作用。

I_1底克拉通盆地（Infracratonic Basin）：大陆内部的裂谷盆地，盆地基底变薄；

I_2边缘坳拉谷（Marginal Aulacogen）：大陆边缘凹入部分向大陆内部延伸的夭折裂谷，基底为洋壳或过渡壳；

I_3原始大洋裂谷（Protoceanic Rift）：在两个大陆陆块之间开始形成的狭长洋壳，沉积作用仍受两侧大陆的影响；

I_4冒地斜沉积棱柱体（Miogeoclinal Prism）：沿大陆与海洋过渡带的陆阶、陆坡及陆隆上发育的沉积复合体，覆盖了张裂的大陆边缘；

I_5陆堤（Continental Embankment）：在张裂大陆边缘外沿，形成逐渐向海洋推进的沉积物；

I_6新生大洋盆地（Nascent Ocean Basin）：在大洋中脊与大陆陆块之间，大洋岩石圈增长和下沉形成的新生盆地，浊积岩组成的深海平原发育在洋壳之上；

I_7扭张性盆地（Transtensional Basin）：沿着复杂的转换断层系，在地壳局部变薄

的部位，发育的拉张盆地或楔形断陷盆地；

I_8弧间盆地（Interarc Basin）：由于岩浆弧裂开，在不活动的残留弧与继续活动的前弧之间洋壳下降形成的小洋盆。

II造山环境盆地：以挤压板块运动和造山形变作用为主。

II_1海沟（Oceanic Trench）：在板块俯冲的消减带形成的深海槽；

II_2斜坡盆地（Slope Basin）：在海沟轴与海沟斜坡折点之间的断陷盆地，其沉积物与上述海沟沉积物一起合并到消减杂岩体中；

II_3弧前盆地（Forearc Basin）：在海沟斜坡折点与岩浆岛弧之间间隙中的盆地；

II_4周缘前陆盆地（Peripheral Foreland Basin）：在大陆陆块周缘，与碰撞造山缝合线带相接处形成的盆地，造山带倒向盆地，蛇绿岩缝合线带比岩基岩浆带、火山岩带更靠近盆地；

II_5弧后前陆盆地（Retroarc Foreland Basin）：在大陆陆块边缘岩浆弧后面，与岛弧造山带相邻的前陆盆地，蛇绿岩消减杂岩体比岩基岩浆带、火山岩带更远离盆地；

II_6破裂前陆盆地（Broken Foreland Basin）：造山带的前陆盆地，无论周缘环境或弧后环境，由于基底变形和块断所形成的构造凹地；

II_7扭压性盆地（Transpressional Basin）：沿着复杂的转换断层系，可以形成扭动褶皱和断坳盆地；

II_8残余海洋盆地（Remnant Ocean Basin）：沿着岛弧—海沟系一侧，由于老岩石圈的消减而产生的收缩海洋盆地。

刘和甫（1983）[18]从地球动力学观点，认为地球旋转惯性力和重力两种主导作用力控制了含油气盆地的形成环境，从而划分为张裂环境、挤压环境、剪切环境及重力环境四大类盆地，详见表10-2。

表 10-2 以地球动力学为基础的含油气盆地分类（据刘和甫，1983）

张裂环境	1.大陆裂谷盆地	如北海盆地
	2.陆间裂谷盆地	如红海盆地
	3.大陆边缘盆地	如尼日尔盆地
	4.边缘海盆地	如日本海盆地
挤压环境	5.山前盆地	如酒泉盆地
	6.山间盆地	如准噶尔盆地
	7.弧前盆地	如库克湾盆地
	8.弧后盆地	如台湾西部盆地
剪切环境	9.张扭性盆地	如死海盆地
	10.压扭性盆地	如圣华金盆地
重力环境	11.克拉通内部盆地	如密执安盆地
	12.克拉通边缘盆地	如北里海盆地

总的来讲，地壳上的含油气盆地共约有六百多个，其中只有160个盆地经过详细勘探产出了工业石油[53]。尽管这些盆地的特点各式各样，可以从不同角度提出含油气盆地的各种分类方案，但是只要掌握了它们的区域构造性质和沉积发育史，就可以对其含油气远景作出初步评价。从国外勘探程度较高的国家来看，几乎凡是有沉积岩发育的区域，即在

沉积盆地内，便有可能找到大小不等的油气田。重要问题还在人们只有对各个盆地的区域构造性质和沉积发育史进行全面的综合分析，才能提出科学的勘探部署，正确指导油气勘探。

第3节　我国油气资源分布轮廓

我国位于亚洲东部西伯利亚板块与印度洋板块之间，东临太平洋板块，面积约960万平方公里。新中国诞生以来，石油勘探成效显著，包括台湾省在内，已在二十三个省、市、自治区发现了油气田，原油年产量已突破一亿吨大关，跃居世界第六位，由昔日的所谓"贫油国"，变成今日的石油输出国。我国油气资源的分布直接受区域大地构造特征所控制。

由于印度洋板块向北俯冲和太平洋板块向西北俯冲的长期作用，造成我国地壳结构及大地构造性质东西差异悬殊。以六盘山-龙门山深断裂带为界，西部地壳厚约70公里，属全球地壳最厚的区域，巍峨高山矗立入云，世界"屋脊"帕米尔高原及世界最高峰珠穆朗玛峰都集中在这里；东部地壳厚约30～35公里，包括黄汲清教授所称的"中朝准地台"，整体升降明显，形成辽阔的平原、丘陵及东南海域岛群。

我国西部构造线，以北西西向为主，构造活动性大，由北向南分布着准噶尔中间地块、塔里木中间地块-河西走廊、柴达木中间地块和藏北中间地块等坳陷带，其间隔以阿尔泰海西褶皱带、天山海西褶皱带、阿尔金-祁连加里东褶皱带、昆仑海西褶皱带、喀喇昆仑-唐古拉燕山褶皱带、冈底斯-念青唐古拉燕山褶皱带、川滇印支褶皱带及喜马拉雅褶皱带。构造线排列向南越趋紧密，构造活动及岩浆活动均有向南增强之势，这都表明是印度洋板块向北俯冲的结果。

我国东部构造线，古生代以东西向为主，中、新生代以北北东向为主。古生代构造活动性弱，沉积较稳定。以秦岭东西向构造带为界，华北为一东西向海盆，接受了下古生界碳酸盐岩为主的稳定海相沉积，缺失中古生界，上古生界为海陆交互相沉积；华南则为前人所称的"扬子准地台"，接受了包括古生界和三叠系海相碳酸盐岩为主的沉积。中、新生代以来，整个东部地区受燕山及喜山运动影响，北北东向构造线发育，呈现出五个沉陷带，自西向东依次为二连-陕甘宁-四川、松辽-渤海湾-江汉、黄海-苏北、东海西部及东海东部等沉陷带。其间相应为四个隆起带所隔，即大兴安岭-晋-鄂西隆起带、辽-鲁隆起带、浙-闽-粤隆起带及东海中央隆起带；形成块断作用分割明显、大小悬殊的沉积盆地，接受了厚薄不均的中、新生界陆相为主的沉积。因此，我国东部地区，在前震旦纪古老结晶变质基底之上，呈现明显的双层结构，下层以东西向构造线发育的中、上元古界和古生界海相沉积为主，上层则是北北东向为主的中、新生界陆相沉积最为发育。太行山、武陵山以西的沉陷带宽阔，基底褶皱块断微弱，古生界海相地层保存完整，其上中生界地层很厚而第三系却不发育，火山活动缺乏；太行山以东大陆区域，基底块断活动普遍，延续时间长，甚至在第三系沉积过程中仍在不断活动，具有同生断层性质，块断陷落活跃，沿断裂常有基性喷发岩活动；至大陆地壳前缘带，隆起带与沉陷带相对变窄，中生界、古生界甚至部分下第三系都已褶皱变质，火山岩普遍，上第三系沉积占重要地位。由上可知，自西向东，沉陷带与隆起带排列由开阔变为紧密，块断活动及岩浆活动亦渐加剧，都呈现

出中、新生代以来，太平洋板块向西北俯冲推进作用的显著影响。

上述大地构造特征，决定了我国含油气盆地的分布及特点（图10-13）。

一、西北古生代褶皱区

位于我国西北阿尔泰至昆仑广大古生代褶皱区内，包括昆仑山以北的许多含油气盆地，如塔里木、准噶尔、吐鲁番、柴达木、酒泉、民和等，属中间地块-山前坳陷及山间坳陷、山前坳陷型，盆地走向北西西为主；拥有数千至万米中、新生界沉积岩系，一般在盆地南侧最厚；中、新生界多为陆相沉积，但塔里木盆地却有广泛的下第三系海相沉积；生油层系时代有从北向南逐渐变新的趋势。现已开发克拉玛依-乌尔禾、独山子、老君庙、鸭儿峡、冷湖等等油田，近年来又在塔里木盆地第三系、白垩系、侏罗系、三叠系及奥陶系均有重要发现；产油层属中、新生界孔隙性砂岩或砾岩，古生界石灰岩及变质岩中也获得了工业油流。

二、康藏中、新生代褶皱区

包括藏北中间地块及喀喇昆仑-唐古拉燕山褶皱带、冈底斯-念青唐古拉燕山褶皱带、川滇印支褶皱带及喜马拉雅褶皱带。在喜马拉雅山前坳陷和藏北中间地块，中、新生界沉积岩系发育，从二叠系至下第三系多为海相沉积，具有良好生油层系，并已发现地面油气显示，是一个具有含油气远景的区域，但目前研究甚少，有待今后勘探。

三、二连-陕甘宁-四川沉陷带

主要包括陕甘宁和四川两个含油气盆地，属台向斜型，范围广阔，在震旦系及古生界海相或海陆交互相沉积的基础上，接受了巨厚的三叠系及侏罗系海相或陆相沉积。四川盆地已开发川南气区和川中油区，前者以震旦系、石炭系、二叠系及三叠系海相碳酸盐岩为生产层，后者则在侏罗系深湖相碳酸盐岩和细砂岩中找到了工业油藏。近年来又在川北大巴山前和龙门山前获得了工业油流，扩大了四川盆地的含油气远景。陕甘宁盆地在晚三叠世延长统和早侏罗世延安统都已发现砂岩油藏，印支运动后造成的古地貌对延长统和延安统的油气聚集都可能有重要影响。最近，在二连盆地白垩系中也有重要发现。

四、松辽-渤海湾-江汉沉陷带

主要包括松辽、渤海湾、江汉等含油气盆地。前者属台向斜型，下白垩统湖相砂岩产油，著名的长垣型大庆油气聚集带就在这里。盆地内下白垩统生油条件良好，又具有物性甚佳的砂岩，构成旋回式和侧变式生储盖组合，背斜圈闭完整，油气聚集条件颇为优越，形成长期高产稳产的工业油田，是我国的主要石油基地。后两者属断陷型，包括单断及双断凹陷，形成多凸多凹、凸凹相间的构造格局；同断层有关的各种二级构造带发育，有断裂潜山构造带、断裂背斜构造带、断鼻带、断阶带等类型；下第三系湖相砂岩产油，已发现胜利、大港等油田。近几年来，在渤海湾盆地中、上元古界和下古生界还发现了重要的"新生古储"式古潜山油藏，如任丘油田，为我国石油勘探打开了又一个新领域。

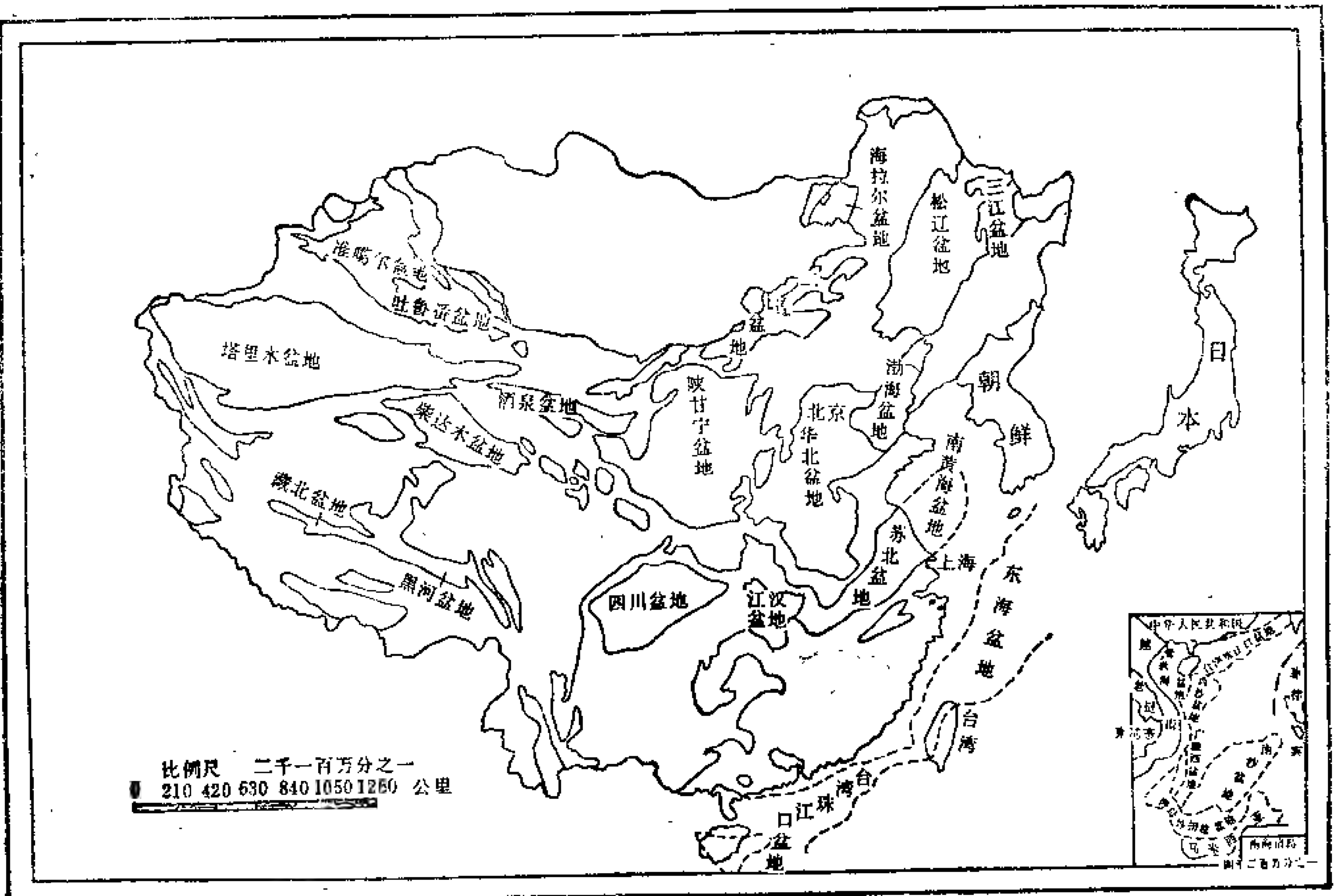


图 10-13 中国含油气盆地分布略图（据石油工业部石油部勘探开发科学研究院情报所甘克文等，1979）

五、苏北、台湾及东南沿海区域

包括黄海-苏北沉陷带及台湾-东南沿海大陆架的广大区域。在台湾西部山前坳陷已发现许多气田，产气层为第三系砂岩；在苏北坳陷中、新生界发育，已在下第三系砂岩中发现工业油藏。水深在200米以内的大陆架面积达130万平方公里，分布着巨大的沉积盆地和巨厚的沉积岩系，陆相下第三系及海相上第三系都具备良好的生、储油层系，油气资源蕴藏丰富，近年来在北部湾、莺歌海、珠江口、东海等盆地和渤海海上钻井获得的工业油流，预兆东南沿海大陆架将会成为世界上一个极为重要的盛产油气的区域。

综上所述，不难看出我国油气资源蕴藏丰富，分布广泛，归纳起来具有下列主要特征：

（1）由于印度洋板块和太平洋板块俯冲作用的影响，在我国造成数量众多、类型齐全的含油气盆地。尤其中生代燕山运动和新生代喜山运动引起许多台向斜、断陷、中间地块、山间坳陷及山前坳陷剧烈下降，接受了巨厚中、新生代陆相沉积，成为我国目前最重要的一些含油气区域。

（2）海相及陆相生、储油气层系在我国都很发育，西部以中、新生界陆相沉积为主，东部则在陆相中、新生界之下，尚伏有古生界及中、上元古界海相沉积，形成多时代生、储油气层系重叠的多层结构。因此，我国产油气地层时代延续很长，从中、上元古界至第三系几乎都拥有丰富的油气资源，甚至在第四系也发现了浅层天然气。

（3）我国东部与西部的基底和区域构造性质的明显不同，决定了含油气盆地类型，产油、气时代，油气聚集条件等方面，都有重要区别。西部属挤压作用强烈的山间坳陷、山前坳陷及山前坳陷-中间地块型含油气盆地为主，中、新生界陆相地层产油，油气聚集多受压性构造控制；东部属张性作用明显的台向斜型及断陷型含油气盆地为主，中、上元古界、古生界及中、新生界的海相或陆相地层均产油气，油气聚集除受长垣、隆起控制外，多受张扭及压扭性断层控制。

第4节　世界油气资源分布轮廓

近代板块构造学说将地壳划分为若干稳定区域，即太平洋板块、亚洲诸板块（西伯利亚板块和中国-东南亚板块）、北欧板块、印度洋板块、非洲板块、北美板块、南美板块、南极洲板块等，成为各大洲、大洋的核心。在其周缘常为活动带所环绕，在整个地质历史发展过程中，它们常常相互影响。

上述稳定的大型板块，多以前寒武纪结晶变质岩系为基底，按沉积盖层之有无可分为地台与地盾。地盾为长期稳定上升区域，前寒武纪变质岩广泛出露或为第四系所覆盖，这种区域一般不产石油，如波罗的地盾、加拿大-格陵兰地盾。地台为板块上的凹陷区域，其中的内部坳陷、边缘斜坡及断陷都是长期坳陷部分，拥有较厚的古生界及其后的沉积盖层，地层产状常甚平缓，形成巨大长垣或隆起，有利于油气生成和聚集。例如我国的大庆，沙特阿拉伯的加瓦尔，科威特的布尔干，美国的东得克萨斯，苏联的萨莫特洛尔等特大油田皆位于这种区域。

在各板块之间常为地壳的活动带，这里地壳升降、挤压、断裂、岩浆、地震等各种活

动异常剧烈，经常出现各种岩石乱七八糟混在一起的所谓"混杂岩"，这正是板块之间相互碰撞，在俯冲带内将不同环境的沉积、不同成因的岩石挤压搅拌、破碎穿插混杂形成复杂褶皱带的结果，显然这里不利于油气藏的形成和保存。但是，在褶皱带的前缘或内部，常伴生山前坳陷、山间坳陷及中间地块，沉积岩系发育，厚达数千至万余米，高角度背斜构造带甚多，有利于形成油气藏，惟保存条件有时较差。中东扎格洛斯山前坳陷的伊朗、伊拉克及委内瑞拉马拉开波中间地块玻利瓦尔湖岸区的许多特大油田，都分布在这些区域。

上述地壳上稳定区与活动区的大地构造特征，控制了世界含油气盆地的分布。目前世界上共约发现了160个含油气盆地，都受各大板块及其间褶皱带的大地构造特征所控制，所以可将它们归属于下列含油气区域（图10-14）。

一、亚洲诸板块及其边缘褶皱带

主要包括中国-东南亚板块和西伯利亚板块及其边缘的各时期褶皱带。中国-东南亚板块及其周缘的中、新生代和古生代褶皱区，拥有丰富的油气资源，除上述中国部分外，在印度尼西亚、沙捞越、沙巴、文莱等岛群及其海域的第三系中也发现了大量油气田，它们多属喜马拉雅期褶皱带的山前和山间坳陷，在一些平行于褶皱山系分布的背斜构造中盛产石油和天然气，位于中苏门答腊盆地的米纳斯油田是印度尼西亚的最大油田，估计储量5.7亿吨，是世界上名列前茅的大油田。西伯利亚板块有古、中、新生代沉积岩层，在西西伯利亚台向斜内，中、新生界陆源海相为主的沉积岩厚逾5000米，在许多长垣和隆起上发现了大量油气田，生产层属侏罗系和白垩系砂岩，萨莫特洛尔和乌连戈伊是这里最大的油田和气田。近几年来，在中古生界石灰岩和裂隙性花岗片麻岩、变质页岩中也获得了油气流。

二、北欧板块及其边缘褶皱带

包括波罗的地盾、乌克兰地盾、俄罗斯地台及其西北缘加里东褶皱带、西南缘海西褶皱带、南缘阿尔卑斯褶皱带。俄罗斯地台在前寒武纪基底上，沉积了古生界为主的浅海相和陆源地层，厚约2000米，石油产自泥盆系，次为石炭系及二叠系，罗马什金和杜马兹是这里最重要的两个大油田；其南缘的曼格什拉克后海西地台及高加索、喀尔巴阡褶皱带的山前、山间坳陷内，中、新生界也产油气。西欧海西褶皱带的山间坳陷中，1959年在荷兰发现格罗宁根大气田后，北海海域的油气勘探迅速展开，它是一个面积约占世界大陆架2%的陆缘海，平均水深94米，从南向北倾斜，北部水深超过200米，这里以强风、高浪和浓雾闻名，无疑是世界上最危险的油气勘探区域之一。可以划分为北部北海坳陷（或维京地堑）、中央地堑、南部北海坳陷三个单元。仅在1965～1975年期间就发现了34个油田、19个气田（图10-15）。探明石油储量26.4亿吨（190亿桶）、天然气储量184080亿立方米（65万亿立方英尺）。石油大部分蕴藏在北部坳陷，但也有大量石油发现在中央地堑；天然气大部分集中在南部坳陷。这种差异分布可能同生油气条件有关。至1978年石油产量逾7300万吨（5.29亿桶），天然气产量约6230亿立方米（2.2万亿立方英尺）❸。

❸据King R. E.，Petroleum exPloration and Production in Europe in 1978，《Bull.AAPG》，1979，Vol.63，No.10，换算为公制。

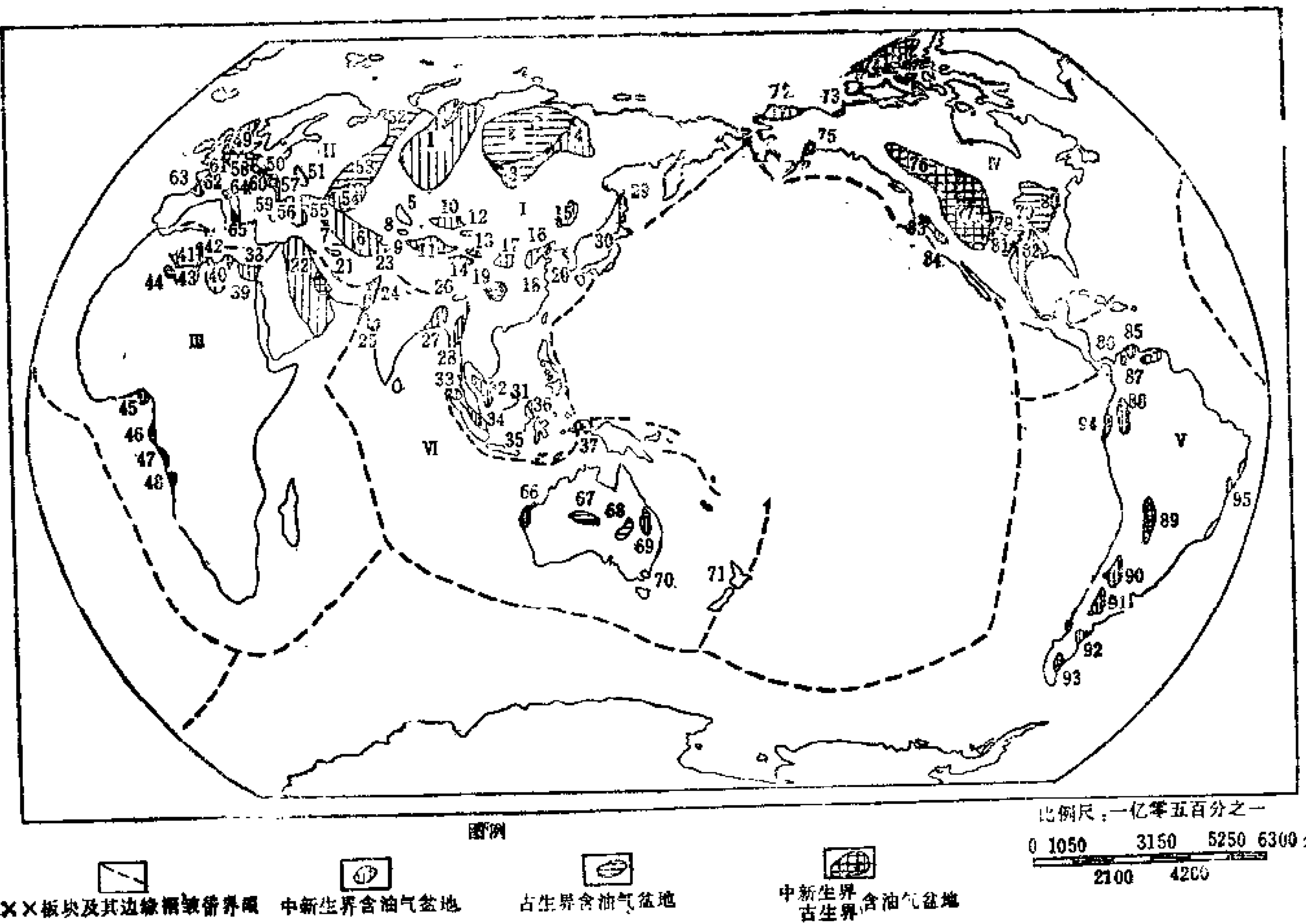


图 10-14　世界含油气盆地分布略图（据石油工业部石油勘探开发科学研究院情报所甘克文等，1979，修改）

三、非洲板块及其边缘褶皱带

主要包括非洲地台和阿拉伯地台，其间为红海地堑所隔。阿拉伯地台向东北倾没，其边缘斜坡与毗邻的扎格洛斯山前坳陷，组成巨大的复合型波斯湾盆地，这是世界石油储、产量最丰富的区域之一，包括沙特阿拉伯、科威特、伊朗、伊拉克等等国家的许多特大油田（图10-11），约占世界探明石油总储量的60%以上，生产层属中、新生界海相碳酸盐岩和砂岩。后来在阿布达比、伊朗、卡塔尔、沙特阿拉伯又有新发现，使年产量约增长了14%，已逾10.5亿吨。非洲地台南、北均为一狭窄海西褶皱带所限，再向北则为阿尔卑斯期阿特拉斯褶皱带。二十世纪60年代以来，北非撒哈拉大沙漠迅速变成世界上的一个巨大产油气区域，其中以利比亚和阿尔及利亚两国最重要，发现了许多大油气田，从寒武系至第三系几乎都产油气。近几年来在陆地和海上都有新发现，勘探成功率约达21～25%。非洲西岸的尼日利亚尼日尔河三角洲，是近十多年来发展甚快的产油气区域，已发现120多个油气田，其中海上油气田约占50个左右，1976年石油产量已超过1.05亿吨、天然气产量超过208亿立方米，生产层属第三系和白垩系砂岩，油气田多与同生断层伴生的滚动背斜有关。

四、北美板块及其边缘褶皱带

北美板块由加拿大-格陵兰地盾和北美地台组成。在地台内部坳陷中，沉积了以古生界为主的浅海相及陆相地层，厚约1000～2000米，油气产自古生界。在地台南部边缘斜坡墨西哥湾北岸为美国产油最多的区域，生产层属中、新生界，与大型隆起、大断裂带及盐丘构造有关的油田甚多，是世界海上油气勘探最活跃的区域之一。地台北部边缘斜坡加拿大北极群岛区，近几年来也在大力加强勘探，斯维尔德鲁普和佚兰克林两个盆地最有远景，前者发育上古生界至下第三系沉积岩系，后者属晚元古代至泥盆纪的沉积盆地，已发现7个较大气田和一个油田，生产层属上三叠-下侏罗统砂岩。在地台东南缘海西褶皱带的阿巴拉契亚山前坳陷古生界产油气。而在地台西缘则为科迪勒拉褶皱带，其山前坳陷

图 10-14 说明

Ⅰ—亚洲诸板块及其边缘褶皱带：1—西西伯利亚；2—通古斯；3—安加拉-勒拿；4—维柳伊；5—楚萨甫斯；6—卡拉库姆；7—南里海；8—费尔干；9—塔吉克；10—准噶尔；11—塔里木；12—吐鲁番；13—酒泉；14—柴达木；15—松辽；16—渤海湾；17—陕甘宁；18—江汉；19—四川；20—苏北；21—伊朗中部；29—萨哈林；30—日本；31—曾姆-沙捞越；32—暹罗湾；33—北苏门答腊；34—中南苏门答腊；35—爪哇；36—库特；37—萨拉瓦提

Ⅱ—北欧板块及其边缘褶皱带：49—北海；50—中欧；51—德聂伯-顿涅茨；52—伯绍拉；53—伏尔加-乌拉尔；54—滨里海；55—北高加索；56—莫埃西；57—前喀尔巴阡；58—维也纳；59—特兰西瓦尼亚；60—潘农；61—磨拉石；62—巴黎；63—阿奎坦；64—波河；65—亚得里亚海

Ⅲ—非洲板块及其边缘褶皱带：22—波斯湾；38—苏伊士；39—西沙漠；40—锡尔特；41—三叠；42—古夫腊；43—伊利兹；44—阿赫内特；45—尼日利亚海岸；46—加蓬；47—下刚果；48—宽扎；

Ⅳ—北美板块及其边缘褶皱带：72—北极斜坡；73—北极海岸；74—斯维尔德鲁普；75—库克湾；76—阿尔伯塔；77—落基山；78—西内部；79—东内部；80—阿巴拉契亚；81—二叠；82—墨西哥湾；83—圣华金-萨克拉门托；84—加利福尼亚沿海

Ⅴ—南美板块及其边缘褶皱带：85—马拉开波；86—马格达雷那；87—东委内瑞拉；88—普图马约；89—圣克鲁斯；90—库约；91—内乌肯；92—圣豪尔赫；93—麦哲伦；94—瓜亚基尔；95—巴西沿岸；

Ⅵ—印度洋板块及其边缘褶皱带：23—波特瓦尔；24—印度河；25—坎贝；26—阿萨姆；27—孟加拉湾；28—伊洛瓦底；66—卡纳尔文；67—阿马迪厄斯；68—库珀；69—博恩-苏拉特；70—吉普斯兰；71—旺加努伊

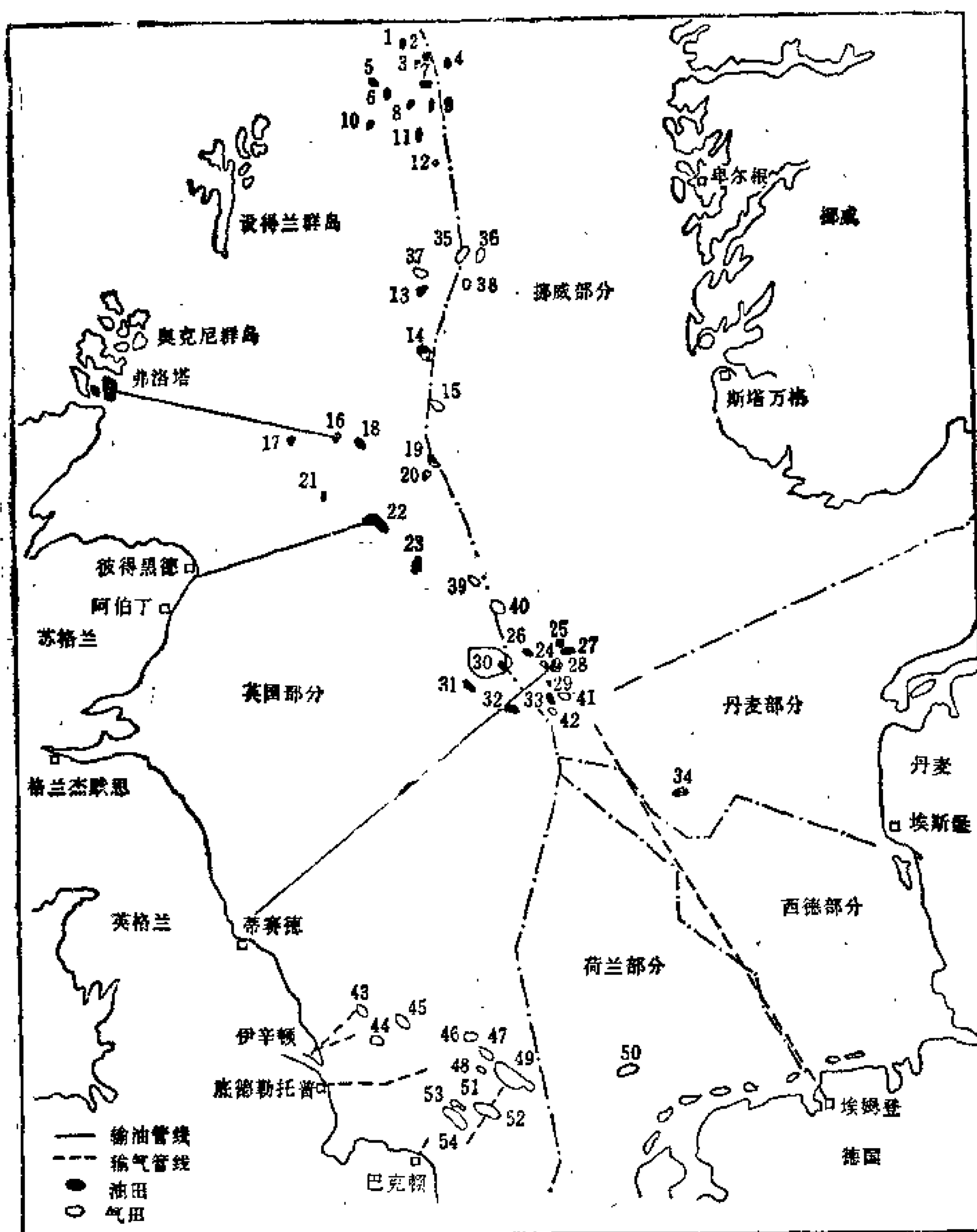


图 10-15 北海的油气田

油田：1—马格努斯；2—穆尔奇松；3—蒂斯特；4—斯塔特约德；5—特尔；6—科莫兰特；7—练林；8—胡顿；9—布伦特；10—希塞；11—尼尼安；12—阿尔温；13—贝里尔；14—克劳福；15—斯莱普内尔；16—皮佩尔；17—克莱莫尔；18—布雷；19—毛宁；20—安德鲁；21—巴肯；22—福蒂斯；23—蒙特罗斯；24—西埃科菲斯克；25—埃斯彭；26—阿尔布斯切尔；27—托尔；28—埃科菲斯克；29—埃达；30—乔斯芬；31—奥克；32—阿盖尔；33—埃尔德菲斯克；34—丹气田；35—弗里格；36—东弗里格；37—布鲁斯；38—黑姆达尔；39—洛蒙德；40—科德；41—瓦哈尔；42—何德；43—拉夫；44—阿梅蒂斯特；45—西索勒；46—安；47—维京；48—布罗肯岸；49—因德法蒂加布；50—普莱希德；51—德波拉；52—勒曼；53—多希；54—赫韦特

与地台西缘斜坡组成西加拿大复合型含油气盆地，古生界、中生界和下第三系沉积岩系最厚超过8000米；多时代产油气，砂岩生产层集中在白垩系最多，古生界以泥盆系礁灰岩最重要；共约发现了1000个油气田，帕宾娜气油田最大，阿萨巴斯卡是世界最大的沥青砂油

田，下白垩统重质油砂出露地表，估计储量可达800亿吨。另外，在西缘的阿拉斯加、加利福尼亚和墨西哥等地的中、新生界都发现了大油田，近年来在其滨外浅海区也加强了勘探，尤其是墨西哥的勘探进展值得注意。

五、南美板块及其边缘褶皱带

包括巴西-圭亚那地台，东缘濒海，西缘及北缘为安底斯褶皱带。地台上有三个内部坳陷，拥有古、中、新生界沉积，除在东缘获少量油流外，迄未发现重要油气田，但是，近年来在巴西滨外浅海大陆架展开了大规模勘探，人们期待着新发现。在安底斯褶皱带的山前、山间坳陷及中间地块中，却盛产油气，尤其委内瑞拉的马拉开波和奥林诺科两个盆地最为重要。产层多属中、新生界，多为砂岩产油气，油田构造类型包括单斜和短轴背斜两种，油气藏形成多受断层、地层超覆不整合及背斜等圈闭控制。此外在前白垩纪变质岩及侵入岩的裂隙中也获得了工业油流。1978年委内瑞拉产油1.09亿吨。位于奥林诺科盆地东缘的特里尼达岛，第三系和上白垩统产油，并有沥青湖驰名世界，湖盆面积42公顷，沥青厚达50米，从1867年至今已采出数百万吨沥青。

六、印度洋板块及其边缘褶皱带

主要包括澳大利亚地台及印度地台，东、东南缘为海西及加里东褶皱带，北邻喜马拉雅褶皱带。二十世纪60年代以来，澳大利亚地台大力加强勘探，发现了若干中、小型油气田。吉普斯兰、科珀两盆地最重要，前者第三系盛产油气，发现了王鱼和哈利布特两个海上大油田，澳大利亚2/3的石油产自这里，原始石油可采储量近3亿吨❶；后者是较重要的白垩系产气区。目前沿东缘及西北缘大陆架都正在积极进行海上勘探。东南缘的新西兰是最有希望的产气区，它的毛伊气田拥有储量多达5664亿立方米（20万亿立方英尺），1978年安置了远东最大的海上平台后，产量剧增。印度地台的坎贝湾纳尔马达河口，于1973年才找到了坎贝隆起油田。此外，在喜马拉雅山南麓巴基斯坦和印度境内尚发现一些第三系油气田。

总之，现在世界油气勘探工作正在蓬勃发展，各大洲都发现了重要的油气资源，证明凡是沉积岩发育的区域都是值得注意的，并且许多国家正在加强对深部地层和沿海大陆架的油气勘探工作，今后一定会有更多的重要发现。

从上述我国及世界油气资源分布轮廓来看，地壳上油气资源的分布非常普遍，无论是在大陆或海洋、高原或平原、沙漠或湖沼，都有着油气田的分布。但是，其蕴藏量却很不平衡，在全世界产出了工业石油的160个盆地中，只有6个盆地发现储量超过70亿吨（500亿桶）石油和/或等量天然气，这6个盆地占世界发现石油总量的65％[53]，全世界正在生产的油气田共约两万个。据不完全统计，最终可采储量在15亿吨以上的世界最大油田共有10个，其储量约占世界石油总储量的53％；最终可采储量在9800亿立方米以上的世界最大气田10个，其储量约占世界天然气总储量的30％。由此可见寻找特大型油气田具有非常重要的意义。

从产油气的时代来看，分布也是普遍的。从震旦系至第四系都发现了油气藏，但在各

❶据Shibaoka M., et al., 《Bull.AAPG》, 1978, Vol, 62, No.7.

时代层系中蕴藏量也是不均衡的：按世界探明石油储量的多少，依次按白垩系、第三系、侏罗系、泥盆系、寒武-奥陶系顺序减少；新生界石油储量占世界总储量的24.3%、中生界占65.2%、古生界占10.5%；天然气资源则依次属于中生界、古生界、新生界，其中以白垩系、二叠系、三叠系及第三系最为重要。从产油气层的岩石性质来看，以砂岩、石灰岩及白云岩最重要，占世界油气总储量的99%以上，只有极少量储存在其他岩石中，在砂岩和碳酸盐岩中几乎各占一半。

为什么世界油气资源的分布，在时间及空间上既具有普遍性、又具有明显的不均衡性呢？这是由于在不同的大地构造单元内，区域构造性质和沉积发育史都不同，从而造成了油气生成、运移、聚集、保存等条件的差异，因而尽管在沉积岩分布的区域常常都有油气，但其蕴藏量的多少却变化很大。所以，作为一个石油地质工作者，必须善于根据各地区的大地构造及岩相古地理条件，分析油气藏形成及保存情况，才能查明油气分布规律，正确做出含油气远景评价，有效地指导油气勘探及开发工作。

第十一章　石油和天然气的资源评价

油气资源定量评价成果是制订国家能源政策与编制油气发展规划的重要依据。世界很早就有人从事这方面的研究工作，积累了丰富的经验。最早进行油气资源评价研究的有1909年美国人戴伊，之后还有怀特等人。1932年美国曾对她本国的油气资源作过评价，1937年苏联人古勃金在十七届国际地质会议的书面报告中，对世界油气资源量作了粗略地估算。这一时期，总的说是方法简单，估算精度很低，属于探索阶段。

进入50年代中后期，随着油气在能源结构中的增长，油气资源评价工作引起人们更多的重视，有了较快的发展。这一时期以沥青法为主的体积成因法得到了系统的发展，同时随着勘探与生产规模的日益扩大，勘探效果分析与经验外推法亦得到了发展，此时对全球性和地区性的资源评价成果与方法已有较多报导。进入60年代，是油气资源评价研究迅速发展的时期。这时，统计、试验方法开始应用，其他各类方法也都日趋成熟，并对如何提高全球潜在油气资源量的计算方法的精度与资源分类等问题，曾多次引起世界石油会议与联合国有关机构的重视。这一时期，美国、加拿大、苏联等国都相继成立了油气资源评价的专门委员会或有关机构，加强了对本国及全球潜在油气资源的评价工作。其中具有代表性的是1960至1966年由苏联组织的、约有七千人参加的，包括对油气资源在内的所有沉积矿产资源所进行的评价；以及1967至1972年由美国组织的、由一百多名专家组成的对美国油气资源所作的系统评价。进入70年代，油气作为主要能源及工业原料的地位更加突出，需求量猛增，特别是1973年由于中东石油禁运及油价大幅度上涨，而引起的所谓“石油危机”之后，促使很多人想尽快掌握本国及全球油气资源的实际潜力与分布状况。同时也由于近代勘探技术、装备及地质理论的迅速发展与各学科的相互渗透。特别是电子计算机技术的广泛应用，为油气资源评价研究与计算方法的进一步发展，创造了良好的条件。目前，油气资源评价已成为综合性很强的、具有完整体系的一项工作，它具有研究内容广泛、手段技术先进、程序先进严密、成果具体等特点，为指导和提高勘探效果正发挥着愈来愈重要的作用。当今世界上，几乎所有大石油公司都设有专门的油气资源评价班子。一般对有希望地区，都要首先进行油气资源数量、地质风险与经济效果相结合的评价后，才能作出是否钻探的决定。因此，油气资源评价已作为勘探程序中的重要程序被固定下来，而成为固定化和经常化的工作。有关油气资源评价方法及计算方法的研究，各石油公司都有各自的特点和做法。对其中有些关键步骤及最终结果，常被列为公司的“专利”或“机密”，并作为衡量各公司地质研究水平的重要尺度，也是各公司间开展竞争的重要方面之一。因此，这是一件很重要的工作。

一个地区油气资源量的大小，往往受地质条件、勘探程度、勘探技术、经济条件等各种因素影响；而这些因素又随时间、条件及认识的改变，在不断变化的。因此，油气资源量(包括已证明的储量在内)，实际上都是一个动态数值的静态表示，即油气的资源量是随有关因素的变化而浮动的。例如有人认为仅仅由于勘探、开发技术的提高，油价的上涨，就能够使世界现有的油气资源量增加二分之一(主要指深海区、致密油层、油页岩、油砂

矿、深层、以至废弃的老矿等的油气）。另外，由于影响潜在资源量“有无”及“多少”的地质因素是极为复杂的，事先又往往很难搞清楚，因此，在研究与确定含油气区的最终资源量时，引进了一些新的概念与做法。其中之一是采用概率范围值代替单值定量；既表示资源量的大小，又说明不同数量的把握性大小，用成组的计算方法代替单一的方法。从不同角度对同一含油气区进行评价和相互校正，开展地质风险分析，研究勘探经济学以及运用主观概率评价程序等，都是很重要的发展。但即使这样，评价结果仍有发生重大错误的可能性。因此，必须根据新的情况，随时进行重新评价与修改，而切不可认为经过一次评价后就不再变化了。目前，潜在油气资源评价的方法，正处在继续迅速发展的阶段，除了进行长远的与区域性的评价之外，大家更重视能为钻探直接提供方向与部位的具体评价工作。因此，资源评价工作已越来越与勘探效果的提高紧密结合，而受到更大的重视。

我国大部分含油气盆地已程度不同的进行过潜在资源的预测工作或评价工作，采用的计算方法一般以体积生成法为主，其次为圈闭体积法，近年来亦采用勘探效果分析法与经验外推法，数理统计法正在广泛应用。因此评价水平有了很大的提高；但从系统性、深入性与科学性方面考虑，与国外相比还有很大差距。为此还必须建立与健全评价机构，使评价工作固定化，经常化起来。大力加强围绕评价的地质理论与综合研究工作；要继续研究评价方法与参数的分布规律，建立统一的资料规格、评价程序和数据库，建立盆地、凹陷、构造、油藏的模式进行评价，以及开展勘探经济学的研究等，以便不断提高评价的精度。

第1节　油气资源评价及分类

一、资源和储量

资源(Resources)和储量(Reserves)是石油和天然气勘探工作中经常遇到的两个术语。以往由于概念不确切，两个术语曾在不同时期，不同的场合，人们或者用同一词去叙述不同的事物，或者用不同的词去描绘同一个事物，从而给工作带来了很多不便。近年来世界上主要产油国家，对资源和储量的含意作过很多讨论，总的趋势是倾向于将二者给以不同的定义，严格予以区分。自从80年代初，我国大多数石油勘探工作者也主张资源和储量是两个含意完全不同的术语。

当前，最常见的资源和储量的分类，大多是在美国联邦地质调查所(U.S.G.S)麦克尔威(V.E.Mckelvey)1972年提出的分类基础上演化出来的。V.E.麦克尔威分类详见图11-1。

图的纵坐标由下往上表示矿藏经济开采价值增大，横坐标自右向左表示矿藏地质保证程度，即矿藏存在的可靠性增加。横坐标分为验证了的(Identified)和待发现的(undiscovered)两个区间，纵坐标分为经济的(Economic)、次经济的(Subeconomic)和非经济的(Noneconomic)三个区间。经济的和次经济的区间中验证了的和待发现的油气总和称为资源。其中经济的区间验证了的油气称为储量。而非经济的区间，无论是验证了的还是待发现的油气均视为非资源(Non-Resources)。

1975年B.M.Miller在其“美国未发现可采油气资源的地质评价方法”一文中，引用

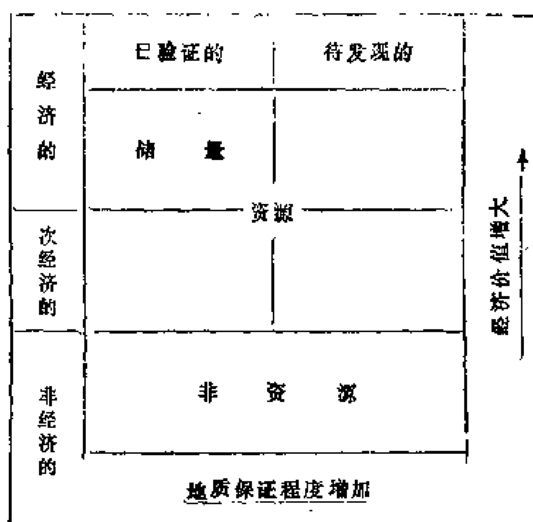


图 11-1 V.E.麦克尔威分类

的美国联邦地质调查所和美国矿业局的资源分类图解；1980年G.L.Doltan在“美国待发现的常规油气资源可采量的估计”一文中，使用的资源分类，都和麦克尔威分类大同小异，只是删去了非资源部分。另外，G.L.Doltan在“经济的”和“次经济的”之间增加了“边缘经济的”一项，并将待发现资源中属于“经济的”那一部分油气，命名为“待发现可采资源”(Undiscovered recoverable resources)。

从上面的叙述中不难看出，美国地质调查所的专家们是把资源看成是“验证了的经济资源，即储量”，“验证了的边缘经济资源”，“验证了的次经济资源”，以及待发现的经济资源，边缘经济资源和次经济资源的总和。为了避免混淆，我们不妨将上述“资源”称为“总资源”。同时还可以看出，扣除了储量的资源明显地由两部分组成，既有待发现资源部分，又有验证了的但达不到经济标准的那部分资源。

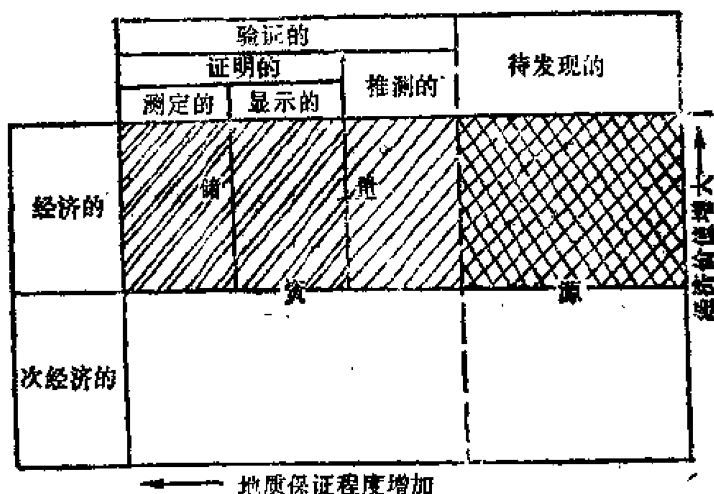


图 11-2 美国地质调查所和美国矿业局石油资源分类图解

以上三种分类，相比之下以美国地质调查所和美国矿业局的资源分类更简单明瞭，也更符合我国当前的实际，故建议采用(图11-2)。

与此相应，对“资源”和“储量”等术语作出如下定义是合适的。

资源(即总资源)——地壳内部或地表天然生成的矿藏。在目前或将来，从经济上讲是值得开采的，而在技术上又是能够开采的油气总和。

待发现资源——依据现有的地质资料和理论预测可能存在的油气。

验证了的资源——矿藏的位置、规模、数量和质量根据地质资料作过估计，而且相当一部分经过钻井、测试等技术的直接测定。

经济资源——在当前技术经济条件下，可以采出而又值得采出的油气。

次经济资源——当前由于经济或(和)技术原因不能开采，而今后可能开采的油气。

储量——经济资源量中，得到验证的那部分油气。

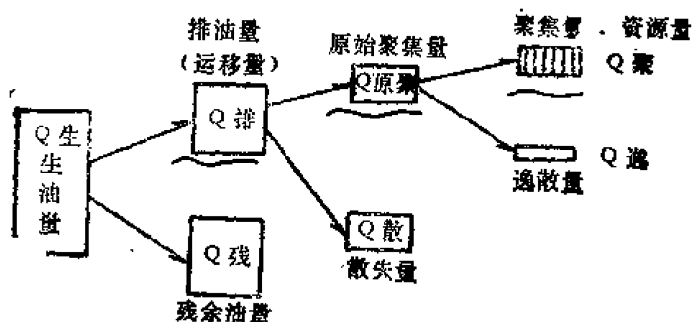


图 11-3 生油量、排油量与聚集量（资源量）

为今后讨论问题方便，用图11-3表示资源量与其他一些术语的关系。应特别指出的是资源量相当于图上的聚集量，而决不是其他量。

二、油气资源评价的任务

估算某个特定区域（某个圈闭、某个盆地、某个国家或整个世界）油气潜力的过程，通常称为资源预测（Resources estimates）或资源评价（Resources evaluation）。研究资源预测理论和方法的学科称为资源评价方法学(Methodology of Resources Evaluation)。

油气资源评价的任务，概括起来就是评价区有无油气？有多少？以当前的技术条件能否采出来？在当前经济条件下值不值得勘探和开发？在哪里有油气？开展资源评价首先要求对地质、地球物理资料、分析化验数据、勘探效果与经验、生产情况及经济效果等，进行全面整理、研究和汇总。具体任务如下。

1.预测油气资源的潜力与方向，包括指出：

（1）资源的纵向分布特点，明确主要含油气层系及资源分布的深度；

（2）资源的横向分布特点，了解油气可能集中的区块、圈闭类型、数量及位置；

（3）计算各级资源数量的大小并作出可信程度的分析；

（4）说明资源质量情况，包括富集程度、油质及产量的预测与分类；

（5）指出资源区地下与地面工作条件。

2.指出各油气区及各级资源的经济条件，包括工作量预测、预期效果、建设规模、投资情况、税收、资金回收速度、盈利大小等方面作出分析。并与地质风险分析相结合对评价区资源的经济价值作出评价。

3.明确勘探方向、范围与具体部位，提出勘探意见与部署。

4.根据评价研究的实际情况，要求提交有关地质规律的报告及相应的地质图件与基础数据。

可见，资源评价是指从地质研究、基础工作、风险与经济分析、资源估算到勘探规划编制等一套完整过程，是科研与生产紧密结合的综合性工作。

三、资源评价的对象

当前广泛开展的油气资源评价工作中，主要是以下列几种油气作为研究对象。

1.原油（Crude Oil）——在地下天然储集层中以液态存在的那一部分烃类。在大气

的压力、温度条件下仍为液体。原油中可能含少量的非烃类液体。

2.天然气（Natural gas）——在地下天然储集层中以气态或溶于原油状态的烃类，在大气的温度、压力条件下仍为气体。天然气中可能含少量非烃类气体。根据地下与原油的接触关系，进一步可分为：

（1）伴生气(Associated gas)：指与原油接触或溶于原油的天然气。如气顶气、溶解气等。

（2）非伴生气（Non-Associated gas)：指在地下储集层内不与原油接触的天然气。

3.天然气液（Natural gas liquids）——天然气在分离器、油田地面设备或气体工厂中回收的那部分烃类液体。包括乙烷、丙烷、丁烷、戊烷、天然汽油和凝析油，也可能含少量的非烃类。天然气液又可细分为以下三类：

（1）气厂产品（Gas plant products)：包括乙烷、丁烷、丙烷、丙丁烷混合物，天然汽油和工厂凝析油；

（2）液化石油气（Liquefied Petroleum gases)：主要是丙烷和丁烷的混合物；

（3）凝析油（Condensates)：主要为戊烷以及更重的烃类组成的天然气液。

四、油气资源分类

1.分类的基本原则

搞好油气资源分类，是实现正确评价的必要条件。目前各国的分类方案很多，但分类的基本原则有两条：一条是可靠程度，即根据地质上探明程度将资源分为：已证明的（又称探明的、验证过的、查明的等术语）与预测的（又称未发现的、潜在的或推测的等术语）两大类。对每一类又分为若干级。另一条是经济标准，即根据资源的贫富、油质的好坏、产量的高低、勘探开发难易程度、投资、资金回收、盈利大小等因素而分为经济的与次经济的两部分。

2.我国的油气资源分类

我国在油气资源分类中，主要考虑的问题是勘探程度。对经济价值虽有所考虑，但尚无具体标准。目前，我国油气资源可分两大类(如下表)。

总资源					
证明储量（又称工业储量）			预测资源		
一级 开发储量	二级 探明储量	三级 概算储量	I级 初算资源	II级 潜在资源	III级 远景资源

由于我国长期使用的是“地质储量”概念，因此，资源也应该是指地质的，即提出使用“地质资源”的概念。这与美国所称资源仅指“可采的”概念是完全不同的。

我国给地质储量下的定义是：在现有经济条件下，具有开采价值的总原始油量。是根据油层有效厚度计算的，它不包括无经济价值的油层储量，更不包括少量油流及油气显示

的分散量。地质资源与地质储量的区别仅仅由于前者是预测的，同时也包括次经济的油气。其他概念都是相同的。下面就有关分类的具体情况叙述如下。

第一类：证明储量，又称工业储量。

指已经控制的，具有经济价值的含油面积和油层有效厚度内计算的储量。包括：一级开发储量，二级探明储量，三级概算储量。

第二类：预测资源。

指未经钻探或仅少量钻探的在含油有利地区、有利层系或有利圈闭内，根据地质、地球物理与化验资料，通过对区域地质规律的研究，油气藏形成机理的研究以及与地质条件相似的已知含油区进行类比后所推算的地质资源。其计算所依据的参数，大部分是推断的。在勘探程度较高的生产区，也可根据勘探与生产的规律进行推算。预测资源是资源评价研究的重点。内又细分为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ级。

Ⅰ级初算资源：在预探的圈闭上有一口以上的探井获得工业油流后，在油藏类型、油层性质、厚度、含油范围尚不清楚的条件下，初步估算的资源。估算资源的参数除根据个别钻井资料外，主要根据地质资料相似条件的油田类比来确定。这是属于初步查明的资源，因此要求含油圈闭的性质、形态、圈闭的条件、基本要素、储集层性质、厚度，油源通道、规模等情况是清楚的。若对某些因素不清楚、不落实，则含油面积应以出油井为中心，不宜算得过大。该资源是进一步详探的依据。

Ⅱ级潜在资源：在生油层与储集层都很发育的地区，根据已查明的各类可靠圈闭所推算的资源。推算的参数主要根据评价区内或邻区的相似油田来确定。大体包括以下三种情况：

（1）在已开发的油田内，根据地质分析后，预测的边缘油藏、深部油藏及未钻的新层系等油藏所推算的储量；

（2）未经钻探的有利圈闭，其油源、保存条件及储量均为推算的油气资源；

（3）初探未出油，但经综合研究后，仍认为具有良好的含油条件，且圈闭是可靠的，该圈闭所推算的油气资源。

该级资源是提供预探的主要依据。

Ⅲ级远景资源：通过对地质、地球物理资料与分析化验数据的综合研究，对勘探效果生产规律的统计，以及与相似地质区的类比等，所推测存在的资源。又包括两种情况：

（1）根据体积生成法、沉积速度法、类比法、勘探与生产外推法及纯理论推测存在的资源。一般先估算出评价区的总资源量，然后扣除已证明储量和Ⅰ级、Ⅱ级资源总和，剩余的那部分资源量即远景资源。因此，该资源是随评价区勘探程度的提高，而逐步减小的。

（2）对圈闭、生油，储油条件基本具备，但其中某一因素不落实，在此情况下所推测的资源。

该级资源对新区来说，是作为区域勘探的依据。对老区来说，是深挖细找，寻找隐蔽油气藏的依据。

目前，我国在对储量和资源的分类中，尚缺乏经济标准。为了提高计算与预测的实用价值，提出了较难开发的石油储量和资源概念，而且要求把这部分储量和资源，能够单独

算出。要求对预测的Ⅰ、Ⅱ级资源中可能的稠油资源(地下原油粘度大于100厘泊，或比重大于0.98的)，低渗透、低产量的资源(需压裂、酸化才能投产，采油速度达不到1%，初产偏低的)，深层资源(油层深度超过4000米)，贫瘦与分散的资源(预测的含油面积小于1平方公里的孤立块或单块含油面积内总资源量小于200万吨的资源)，以及接近极限的经济资源等能分别算出。

天然气储量与资源的分类原则，与石油分类原则基本相同。其中已证明的天然气储量。包括气层气和伴生气(包括气顶气)两部分。预测的天然气资源按同样条件分Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ级。一般采用与已知油气层类比或经验统计数据分别推算出气层和伴生气资源。天然气的总资源量一般通过对生油层的研究，据不同成熟区油气不同比例关系求得。然后，按这种比例数先算出生成天然气的石油量，并大约以每吨油约折算成100～1200立方米天然气求得。由生成天然气量求天然气的总资源量还需要考虑聚集程度和保存条件等因素，天然气的聚集与保存条件一般比原油的要求更严格。

凝析油资源的分类与天然气资源分类相对应，一般均根据天然气的数量间接求得。因此，要求首先研究和统计各地区、各层系中已知天然气内含凝析油的百分比。然后将各地区预测的天然气资源量乘上凝析油含量的百分比(类比选定)而求得相应的凝析油数量。

第2节　资源评价的计算方法步骤

一、油气基本地质条件分析

油气基本地质条件是定量评价的物质基础，认识得愈深入，预测资源量的可信程度就愈大。根据石油勘探开发研究院的意见，地质分析至少应包括八个方面的内容。

1.盆地类型(坳陷、凹陷类型)、区域构造位置、分带及发育特点；

2.沉积岩规模、岩性、岩相分区情况；

3.火成岩活动情况及规律，沉积变质程度，盆地地质结构及演化历史；

4.生油岩特性(有机质丰度、类型等)，分布范围与热演化历史；

5.储油层特征、发育特点与空间分布情况；

6.圈闭的类型、形成条件、分布规律与规模；

7.生油岩、储油岩和圈闭在时间和空间上的配置关系；

8.油气藏类型、分布规律和保存情况。

上述八点认识是评价每个含油气区的地质依据，对这些问题研究得愈具体、准确，则预测评价就愈准确可靠。为此，需要进行一系列有关的专题综合研究工作，具体内容应根据评价区的地质特点、勘探程度及评价的需要来确定。对勘探早期地区，应充分应用地球物理资料，并与少量钻井资料相结合，进行沉积环境的研究，重点分析生油潜力、储集条件、并结合地震勘探所提供的各类可靠圈闭，作出区域性及局部圈闭的评价工作；对勘探中期及成熟区，应加强对油气藏形成条件的研究与评价，开展勘探效果、生产经验的研究与预测。另外，不管对什么地区，进行什么性质的评价，自始至终都需要加强对已知相似含油气区的有关统计与研究，这是搞好资源评价工作的重要环节。关于进行资源评价需要开展

的研究项目、编图内容与方法及录伯数据的整理要求等，另有文章介绍，这里不再赘述。

二、方法分类及基本作法

油气资源量的计算方法很多，多达数十种以上，但每种方法都有它的局限性，并只产生一定的效果。计算时，应从评价地区的地质、勘探程度与研究情况出发，选择数种有效方法，使计算结果能互相校验。当方法确定之后，首要的是整理选择好有关参数。由于资源评价带有很大的推断性，因此在选择计算参数时，最好能确定一个区间范围值，然后通过蒙特卡洛模拟法计算，得到一组能代表不同可能性（即不同概率分布）的资源数量范围值。

关于油气资源分类计算方法的分类问题，目前尚无统一标准，但一般多分为五类。实际上，由于近代技术与地质理论的发展，各种计算方法互相渗透；因此，要确定哪些方法究竟属于哪一类，已经比较困难，并显得也不大重要。大家感兴趣的是研究各种方法的应用条件与适用范围，从这方面考虑，大体上可分为区域评价和局部评价两大类。

（一）区域评价

指具有独立发展的地区的评价，包括对沉积区、沉积盆地或沉积凹陷的评价。目的是作出含油气可能性大小，油气总潜力及确定勘探主要方向的定量与半定量评价。

由于各评价区的勘探方法与勘探程度不同，评价的步骤与方法也有所不同，但大体可分为三步：

第一步：进行地质因素的研究，作出含油可能性大小的分析。内容包括：

1.明确盆地类型及地质特征

（1）研究评价区的大地构造位置，盆地（或凹陷）的性质、演变历史及沉积规模；

（2）对已进行地震连片测量的地区、要求开展地震地层学的研究。并结合钻井测井等资料，开展全区岩相古地理的研究与解释工作。要求作出：局部构造图及区域构造图、古构造发育史图、沉积岩等厚图、储集岩分析图、岩相古地理图等。要求说明构造发育、沉积规模、沉积环境、沉积方向等，以提供评价的地质依据与有关参数；

2.对已进行过钻探，并又有生油岩地球化学分析资料的地区，要求加强对生油岩的研究，内容包括成熟度、生油岩质量、生油岩的排烃条件、能力与时间，并作出成熟度曲线，确定生油岩成熟门限深度，编绘有机质丰度图，有效生油岩等厚图，统计与整理生油岩体积，有关分析资料等。为采用体积生成法计算资源，提供基础资料与参数；

3.研究油气运移的方向、时间与途径，一般将有效生油岩的分布图、古构造图与储集岩分布图叠合在一起，研究三者在时间与空间上的配置关系，以指明含油的有利地区及区块，有利的圈闭。为详细而具体的评价提供资料；

4.对勘探程度较高的含油气盆地，需进行生产规律与勘探效果的研究，并运用这些规律进行资源预测；

5.研究相似盆地（或凹陷）及周边地区的地质情况，进行盆地类型、沉积模式、构造模式、油藏模式等的对比。为类比法预测资源选择合理的计算参数。

第二步：选择评价方法，计算盆地或凹陷的总资源量。评价方法主要包括：

1.体积生成法；

2.沉积岩面积与体积法；

3.沉积速度法；

4.储集层体积法；

5.油田序列法；

6.生产与勘探效果分析法；

7.圈闭体积法。

上述的1～4种方法一般适用于勘探早期与中期的地区；5～6种方法主要适用于勘探中、晚期地区；而第7种方法，则适用于已作有系统的地震工作，圈闭比较明显的地区。

第三步：开展经济评价，计算经济资源量

经济评价研究的基础是地质评价。要求对评价区块的资源规模、生产能力、工作条件、工作量、预期效果、总投资额、税收、成本回收速度等预测结果进行综合分析，最后以盈利大小为标准，求出极限储量的界限，并计算出盆地或凹陷内具有经济价值的圈闭或区块的总资源量。

（二）局部评价

指对具有含油气远景的圈闭、构造群及区块的评价。对勘探早期及中期地区，要求在区域评价的基础上，通过对构造、岩相、地史、生油岩、储油岩、油气运移和保存条件的综合研究，对有关构造群、圈闭或区块作出资源数量的评价，然后结合地质风险分析与经济评价进行排队，指出需要作进一步勘探的范围与次序。在对局部圈闭进行评价时，要求能作出构造位置图、分层局部构造图、十字综合解释剖面图、构造发育史图、剖面局部放大图及资源分布范围图等。此外，还要求对每个圈闭的性质、要素、油源储集层情况、保存条件、计算结果及存在问题（包括物探资料质量、圈闭控制程度、地面施工条件等）作出简要的文字说明。

对勘探成熟区（经长期勘探开发的地区），要求开展小层研究和高精度的地震勘探。对每一小块、每一小层、每一油藏进行细致的评价。除了对已知油气藏形成条件进行详尽的分析外，还要求开展生物地层学研究，利用有孔虫、介形虫、孢粉、超微化石并结合沉积矿物，岩性、电性等特征进行细分层。研究并作出小层沉积岩相古地理图、小层构造形态图、砂层或砂组等厚度图、生长断层发育史图等，以便进行以油气藏为单元的更为细致的评价。

第3节　资源评价方法各论

据不完全统计，估算油气资源量的方法，多达数十种以上。由于不同地区地质条件的差异，不同时期人们占有资料的多少及对地下情况认识深度的不同，以及不同部门工作重点不一致，导致了评价方法上的多种多样。归纳起来有如下五个方面的方法。

一、丰　度　法

丰度法的理论基础是，油气资源量的大小，往往和沉积岩的面积、体积、堆积速度等因素存在着函数关系。通常的作法是高勘探程度区（类比区），经过大量统计分析后，抽提出不同类型地质单元的资源丰度（即单位沉积岩的资源量），然后经过类比，应用到地质条

表 11-1 沉积岩资源量，吨/公里²

盆地	面积（公里²）	储量丰度（吨/公里²）	盆地	面积（公里²）	储量丰度（吨/公里²）
洛杉矶	8108	303294*	维也纳	7000	10431*
文图拉	5957	42076*	大角	22015	9653*
北海	725200	7852	巴黎	130000	44*
库克湾	38850	6627	丹佛	155400	643*
锡尔特	683760	6116	维利斯顿	621200	471*
吉普斯兰	46620	12740	密执安	315980	282*
波河谷	41400	6147	伊利诺斯	205247	2256*

注：①有"*"者，其丰度根据累计产量计算。

②此表据《石油杂志》，1984，2卷，4期。

表 11-2 美国油气资源体积丰度表

盆地或地区	储量丰度，吨/公里³
伊利诺斯盆地	1100
墨西哥湾得克萨斯沿岸	1900
俄克拉何马州	2300
加利福尼亚州	5800
得克萨斯州	1200
密执安盆地	200
美国（全国）	1800

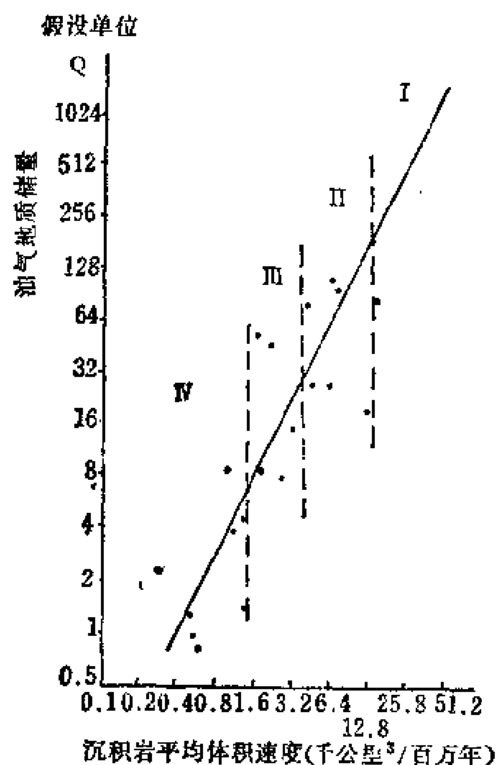


图 11-4 油气地质储量Q与沉积速度关系

件相近的评价区里去。

1.面积法

计算公式为 $Q=A\cdot K_a$

式中 Q——评价区资源量，吨；

A——评价区沉积岩面积，公里²；

Ka——类比区面积丰度，即单位面积沉积岩资源量，吨/公里²。

2.体积法

计算公式为：$Q=V\cdot K_v$

式中 Q——评价区的资源量，吨；

V——评价区的沉积体积，公里³；

K_v——类比区体积丰度，即单位沉积岩体积的资源量，吨/公里³。

3.体积速度法

体积速度系指沉积盆地沉积物堆积的平均体积速度。体积速度是综合反映沉积盆地的沉积作用、生油作用和油气保存条件的一个重要地质参数，除了某些快速堆积的红色粗碎屑外，一般体积速度愈大，所堆积的沉积岩体积及有机质含量就愈大；易于形成稳定的还原环境，有利于有机质向石油转化，同时也有利于已生成石油的聚集和保存，因而油气资源丰度也愈大。

苏联И.И.涅斯乔洛夫等根据世界上二十二个勘探程度较高的含油气盆地的统计资料，认为盆地的油气地质储量同该盆地的平均体积

速度间成对数线性函数关系，如图11-4所示。

上述关系可归纳成公式：$\lg Q = 2.183 + 1.613\lg V$

式中 Q——油气地质储量，百万吨；

V——盆地沉积物体积速度，千公里^3/百万年。

上述二十二个盆地，按其体积速度和油气储量多少，可以分为四类（如表11-3）。

表 11-3 含油气盆地的分类

盆地基本特征	含油气盆地分类			
	第一类	第二类	第三类	第四类
沉积充填速度(公里^3/百万年)	>14000	4000～14000	1500～4000	<1500
全盆地油地质总储量(亿米^3)	250～1700	50～300	20～150	3～20
大油气田数	20～59	7～19	1～11	0～1
单个大油田油气地质储量(亿米^3)				
最小	1.6	1	1	1
最大	370	226	27.6	3.2
平均	18	9	4	2.5
全盆地大油气田总地质储量(亿立方米)	100～1600	30～270	2～30	0～2
大油气田储量占全盆地油气地质储量的平均比重	90%	60%	30%	15～0%
平均每一立方公里岩石中的油气地质储量(米^3/公里^3)	20000	10000	10000	3000

根据统计分析，上述盆地中大油气田（地质储量大于2亿吨，或者地质储量虽不足2亿吨，但占全区总储量10%以上的油气田）的累积储量q与全区油气总储量的关系为：

$$\lg q = 1.196\lg Q - 1.149$$

因此，用体积速度法不仅可以预测评价区的总储量，而且还可以估算出该区大油气田的总储量。

二、油气成因法

这是一些根据油气生成、运移和聚集的基本理论，结合评价区的具体地质条件，估算生油量、运移量和聚集量（总资源量）的方法。可以概括为下列公式：

$$Q_{聚} = Q_{生} \cdot K \cdot a$$

式中 $Q_{聚}$——聚集量；

$Q_{生}$——生油量；

$Q_{排}$——排油量；

K——排油系数，$K = \frac{Q_{排}}{Q_{生}}$

a——聚集系数， $a=\frac{Q_{聚}}{Q_{排}}$。

通常第一步求出生油岩中残余油量（$Q_{残}$）

$$Q_{残}=V_{成熟}\cdot D\cdot A_{残}\ （或C_{残}或HC_{残}）$$

式中 $V_{成熟}$——成熟生油岩体积；

D——生油岩比重；

$A_{残}$——生油岩中残余氯仿沥青“A”含量；

$C_{残}$——生油岩中残余有机碳含量；

$HC_{残}$——生油岩中残余总烃量。

第二步确定排油系数（K）和聚集系数（a）。排油系数大体通过三个途径确定：一是通过实验室模拟生油岩的成岩和热演化过程；二是系统地分析地质剖面上生油岩有机质含量变化，以生油岩中部的滞油层（即距储集层很远，未排出油气，或排出油气甚少的生油层）的氯仿“A”或C或HC，作为原始生油量，以储集层周缘的生油岩的A或C或HC含量作残余油含量，先求出排油量，再求出K；三是借用高勘探程度类比区的数据。聚集系数（a）主要是选用类比区的数据。

排油系数与聚油系数之乘积，称为排聚系数Ka，在进行类比确定评价区资源量的时候，往往使用Ka比分别使用K和a更方便。表11-4列举了Ka的一些代表性数字。

表 11-4 一些盆地的油气排聚系数

盆地	排聚系数		盆地	排聚系数	
	油	气		油	气
伏尔加-乌拉尔	0.2		西西伯利亚分区		
伊里诺斯	0.15～0.2	0.004	下瓦尔托夫	0.099	0.057
齐斐-伯朝拉	0.13	0.002	苏古尔特	0.073	0.013
第涅伯尔-顿内茨	0.01～0.02	0.005	沙伊姆	0.01	0.004
圣华金	0.2～0.3	0.01	卡依梅索夫	0.011	0.002
洛杉矶	0.43	0.001	斯屠左夫	—	0.006
西西伯利亚(全区)	0.2	0.008	塔左夫	—	0.068
北高加索	0.1～0.13		乌连戈依	—	0.095
波德河	0.1～0.33		中瓦休干	—	0.04

一九七九年石油工业部在对我国东部一些地区作系统的统计和分析后，归纳出下列的排油系数和聚油系数(如表11-5)。

表 11-5 中国东部生油凹陷排油系数和聚油系数

凹陷分级	排油系数	聚油系数
一级凹陷	大于20%	40～50%
二级凹陷	15～20%	20～30%
三级凹陷	小于15%	小于20%

这些数据后来曾被广泛引用，但应该指出的是这些数据是表达排油量、聚油量和残余量之间的关系，而不是和原始生油量的关系。

第三步求生油量（原始生油量），最简单的方法是用排油系数（K）对残余油量（$Q_{残}$）进行恢复校正，即$Q_{生}=\frac{K}{1-K}\cdot Q_{残}$。

在使用由残余油量计算生油量这一类方法时，必须充分考虑到有机质高成熟区和过成熟区有机质丰度明显偏低这一事实。要采用或提高排油系数（K），或者对残余油量进行必要的校正。目前常常使用后一种办法，具体使用实验手段模拟评价区生油岩热演化过程，求得不同温度下有机质变化率。四川石油管理局在这方面作过很多努力。一九八四年他们通过实验得到的校正值（表11-6），曾在我国南方广大的古生界分布区得到了充分地使用。也有人用法国的杜阿拉盆地的校正值。

表 11-6 成熟度与校正值（K“A”）

Ro%		0.75	1.0	1.3	2.2	2.5	3.0
K“A”	1	1	2	10	13	15	16
阶　段	未成熟		成熟		过	成	熟

第四步确定聚集量，即$Q_{聚}=Q_{生}\cdot K\cdot Q$

下面是油气成因法中有代表性的五种方法。

1.实验统计法

这种方法是通过对钻井剖面上的生油岩密集取样，并作高精度的化验分析，将此剖面中的生油岩分成两类。

即排过油的（S_1），和未曾排过油的滞油层（S）。比较S与S_1的氯仿沥青“A”、或C或HC的含量，从中得到S_1的单位体积排油量Δg，进而求出全部排油量，即$Q_{排}=\Delta g\cdot V_{S_1}\cdot D$；

式中的V_{S_1}和D分别是S_1的总体积和比重。

同时$Q_{残}=V\cdot D\cdot A$（或C或HC），式中V为成熟生油岩体积。用$Q_{生}=Q_{排}+Q_{残}$的公式就可求出生油量。

聚集量使用公式$Q_{聚}=Q_{排}-Q_{散}-Q_{逸}$求得。胜利油田的同志们，根据东营等六个凹陷的统计，结果认为$Q_{散}\approx Q_{排}$。并且认为在东营凹陷这种继承性下沉的凹陷里，油气生成后保存条件良好，可以假定$Q_{逸}=0$，所以$Q_{聚}=\frac{1}{2}Q_{排}$。

在使用这个方法时应当注意两点：其一是未曾排过油的生油岩S，应视为无效生油岩，不应参加资源量的计算。但是为了能和全国其他盆地作同一水准上的比较，S也参与了资源量的计算。其二是纵向上的有机质类型和丰度变化频繁的区域，确定S与S_1将是一件极其困难的事。

2.J.G.埃德曼（J.G.Erdman）法

埃德曼以在油气生成过程中，正构烷烃奇数碳优势随成熟度增加而减少的事实为理论基础，从对比生油母质和油气的某些基本成分变化入手，提出了下列公式：

$$生油量 = K \cdot \frac{残余有机物}{残余油中正烷烃\% \times (OEP_{实测} - 1)} \cdot \left(\frac{2.3}{0.87}\right) \cdot 8.6 \cdot V$$

式中 $K = \frac{正烷烃_{(原始)}}{有机物_{(原始)}} \cdot (OEP_{(原始)} - 1)$

由与评价区条件类似的近代沉积区实测确定。

残余有机物≈残余有机碳×1.22

OEP：碳的奇偶优势比

2.3：生油岩比重

0.87：原油比重

8.6：每立方公里原油的重量

V：生油岩体积

这个方法考虑了有机质丰度、类型和成熟度等，从理论上讲是比较全面地反映了客观实际；然而应用时尚需要大量的高精度的地球化学数据。同时K值的精度在很大程度上取决于类比的近代沉积选择得是否恰当。实践已证明，该法得到的结论仍然是粗略的，有时甚至是错误的结论。

排油量可以通过用亨特法计算出残余油量后再确定，即

$$Q_{残} = \frac{HC}{1 \times 10^6}\left(\frac{2.3}{0.87}\right) \cdot 8.6\,V$$

$$Q_{排} = Q_{生} - Q_{残}$$

对埃德曼法已有大量报导，有两种不同看法。一种认为这是以有机质成熟机理为依据，而近似计算生油量的方法，属于晚期生成说，它既考虑了有机物的性质、丰度，又考虑了有机质的热演化程度，因此认为用来计算原始生油量，考虑问题比较全面，是一个比较好的方法。另一种看法则认为，公式中的原始正烷烃、原始有机质、原始OEP值实际上是测不到的。用一个统一的常数来代替全盆地不同时间、不同性质的凹陷，误差是很大的。另外，当常数选定后，生油量就与残余油中正烷烃百分比成反比，这与事实有矛盾；更为主要的是公式中的OEP值不能等于1或小于1，但实际上往往出现。而且OEP值的微小变化，会引起生油量值的很大变化（例如OEP值1.01及1.02属于实验误差的允许范围，但计算生油量值可相差一倍）。而且目前对OEP值测定尚有问题。相邻两井相同层位的值可从1.1～1.6；另外同一单位不同时间测定的相同样品的数值重复性很差，因此，在使用该方法时需要特别注意。

3.热解法

这个方法是以干酪根热降解生油假说为理论基础。一般都是先求得点（一口井或一个剖面）的生油量和排油量，进而用体积法求出全盆地的生油量和排油量。由于计算使用的参数多借助于热解仪分析取得，它具有需要的样品量少、速度快、费用低的优点，因而在我国得到了广泛的使用。按再造原始生油、排油过程的途径以及假定条件的不同，可以衍生出一系列不尽相同的方法来，现例举两种以示一般。

程克明等在“生油层定量评价方法研究”（1983年）一文中应用的方法，是根据岩样热解提供的S_1（300°C以前低温解析烃，即自由烃含量），S_2（450°C前后干酪根热解烃，即残余烃含量），S_3（干酪根含氧基团热解为CO_2的含量），COT（有机碳含量）与T_{max}

（与第二峰相应的最高热解温度）等五个参数进行计算的：

a. 根据评价区内各类不成熟生油岩的热模拟得到产烃率，并编制T_{max}—K图版（图11-5），其中K为累计热解烃率。

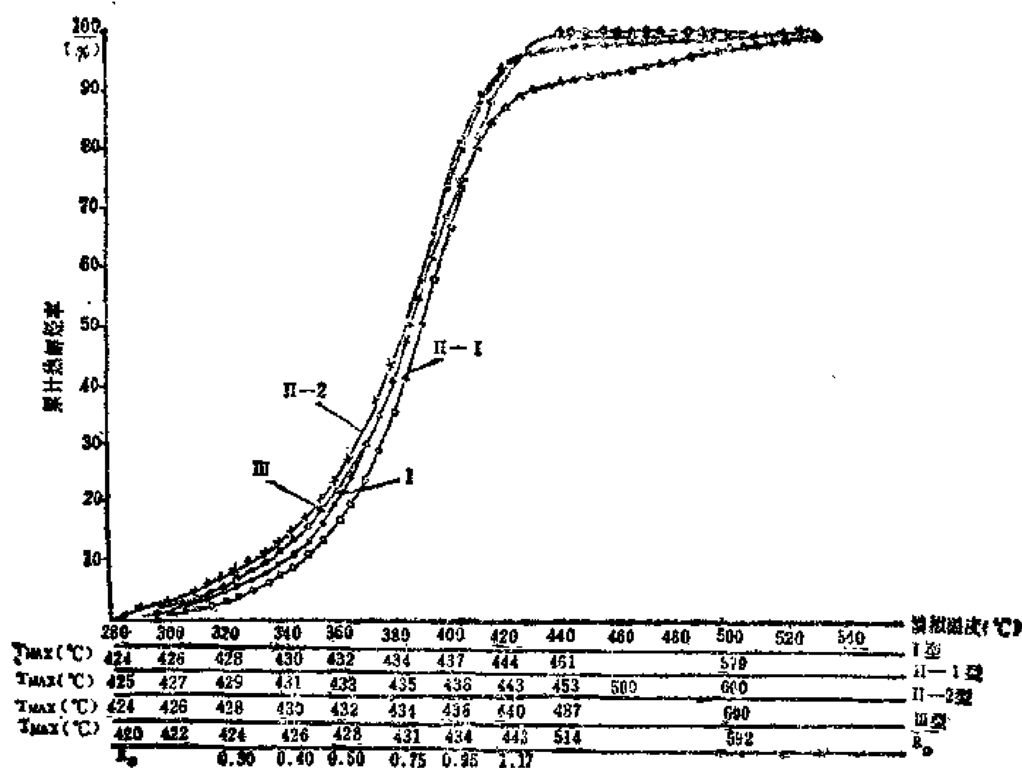


图 11-5 不同类型生油岩产烃率图版

b. 使用公式$D=\frac{C_p}{C_{OT}}=\frac{S_1+S_2}{C_{OT}}\times 0.083$

求出降解潜率（D）。所谓降解潜率系指干酪根在热解成油过程中，单位重量干酪根的生烃量。式中0.083为换算系数。然后依据D值进行生油岩初始分类，如图11-6。I类：D>50%；II_1类：D=30～50%；II_2类：D=10～30%；III类D<10%。

c. 使用公式$Q=\frac{KS_2}{1-K}$求出生油岩中已生烃量Q。K由图11-6中查出。

d. 使用公式$T_{yc}=\frac{(S_2+Q)^2\times 0.083}{S_3[C_{OT}+(Q-S_1)\times 0.083]}$计算出原始状态有机质类型系数$T_{yc}$。

e. 使用公式$Y_1=S_2+Q$，$Y_2=S_1+S_2$分别求出原始生油潜量Y_1和残余烃量Y_2。

f. 求$T_{yc}-Y_1$与$T_{yc}-Y_2$的回归方程，由此得到每个样品的T_{yci}与原始生油潜量(Y_{1i})和残余潜量(Y_{2i})的回归方程，i=1、2、3、4……n。

g. 计算各类生油岩的排油量，如图11-7所示。

即
$$Ui=\frac{\Delta Si}{\Delta Li}$$

式中 Ui——排油量；

Si——回归方程$Y_1(T_{yc})$，$Y_2(T_{yc})$的直线与Xi，X_{i-1}垂直线围成的面积值；

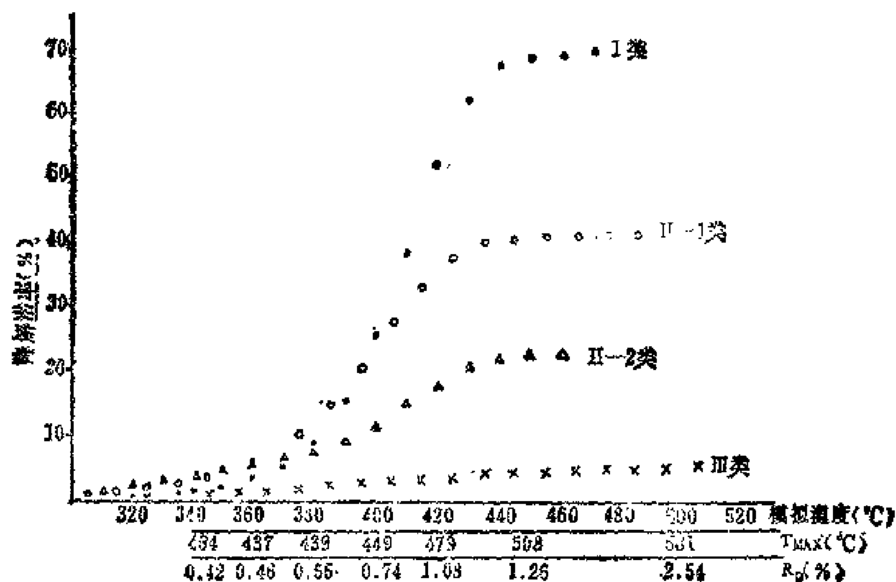


图 11-6 不同类型生油岩降解潜率

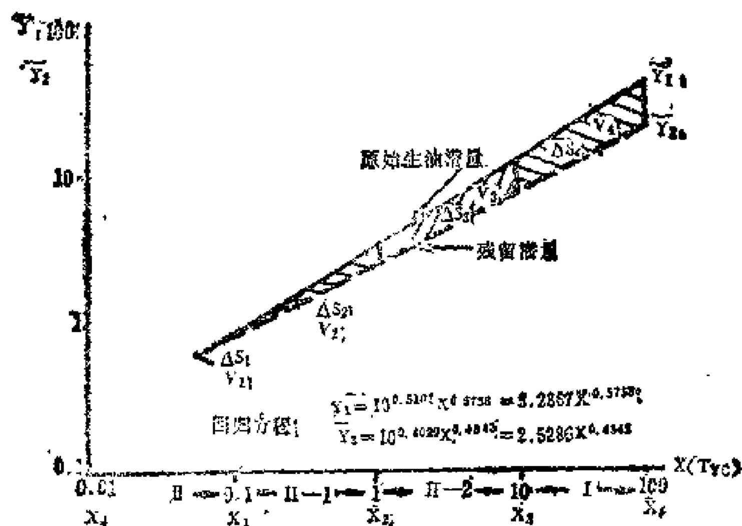


图 11-7 生油潜量与母质类型关系图

Lj——类型系数区间值。

h.用体积法算出全区的生油量和排油量。

范成龙等在"用热解模拟进行生油岩定量评价"（1983）一文中具体的计算过程是：

a.将井的生油层划分为若干个评价层段，并逐个恢复评价层段在历史上的最大深度（埋深）。

b.恢复原始有机碳$C_{原始}=C_{残余}\cdot b$。式中b为恢复系数，由图11-8上可以查出。

c.确定评价区各部位的有机质类型及相应降解率。

d.根据有机质的类型及埋深在降解率累积曲线上查出相应的累积降解率，如图11-9，再依次将降解率×原始有机碳＝降解碳，

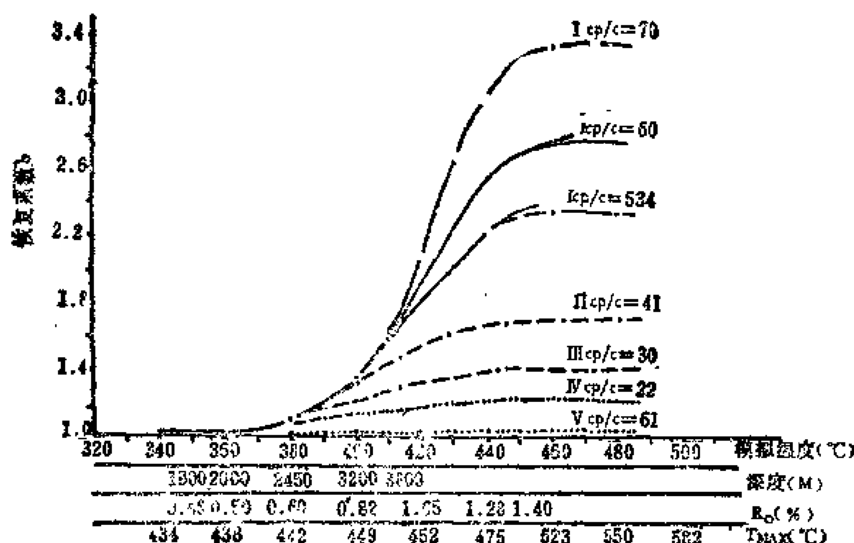


图 11-8 有机碳恢复系数曲线

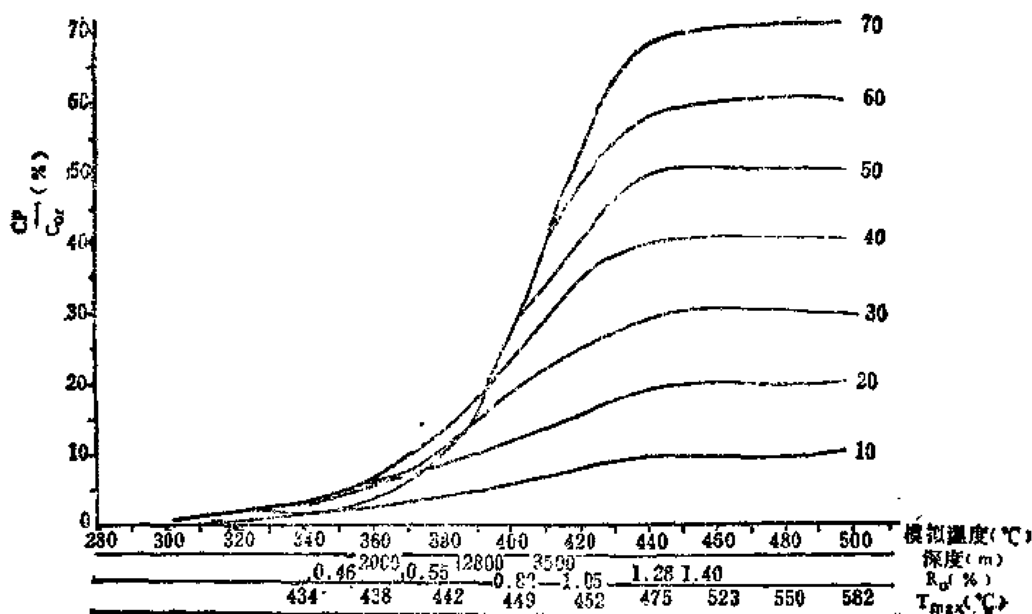


图 11-9 生油岩累积降解率曲线图版

降解碳 ÷ 0.083 = 烃产率

烃产率 × 1公里² × 生油岩厚度 × 生油岩比重 = 单位面积内该层段的生油量。

e.将各评价层段单位面积生油量累加，得到单井单位面积生油量。

f.用相同的方法求出评价区各井点的单位面积生油量，并编制全区的生油量等值线图。分别求出等值线间的面积，以此面积乘以两条边界等值线值的平均值，即可得到该面积内的生油量。各块面积生油量之和，就是评价区的生油量。

g.用 $Q_{生} - Q_{残} = Q_{排}$ 公式求出排油量。

4.干酪根降解数字模拟法

B.P.蒂索等根据干酪根的降解动力学及一般的石油演化方案提出了与时间函数有关

的油气生成模型，并用电子计算机建立了数学模型。

生油层中的干酪根，随着埋藏深度和温度的增加，大致按照所增加的破裂能量的次序，键逐渐被破裂，首先产生重的杂原子化合物、二氧化碳和水，然后是小的分子，最后是烃类。与此同时，残余的干酪根逐渐具有较多芳香族化合物，并向碳的残余方向演化，如图11-10。

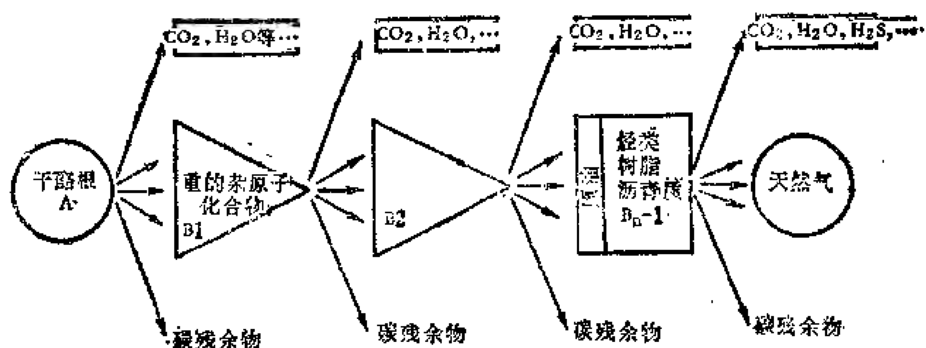


图 11-10 干酪根降解的一般方案

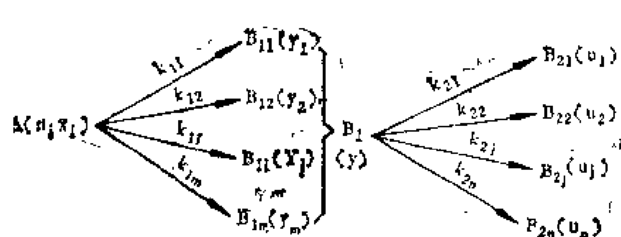


图 11-11 两个阶段的反应过程

这是一平行和连续反映过程，可以分为两个阶段。第一阶段产物为石油，第二阶段产物为天然气（如图11-11）。

图中的符号A是干酪根，在时间t时由已知类型的n_i键组成，X_i是反应在第i次反应中（i型键的破裂）的有机质的数量。B_{11}到B_{1m}是反映第一阶段（石油生成）的产物，在时间t时，它们的数量分别是Y_1到Y_m。B_{21}到B_{2n}是反应第二阶段的产物（裂解）。在时间t时，它们的产量分别是u_1到u_n。

上述反应过程是一级反应。即在任何瞬间，反应速度仅与当时干酪根的浓度有关，可以用下列一组方程来表达这一过程：

$$-\frac{dX_i}{dt}=K_{1i}X_i$$

$$\frac{du_i}{dt}=K_{2i}Y$$

$$Y=\sum_i Y_i$$

$$\sum_i x_{io}+\sum_i y_{io}+\sum_i u_{io}=\sum_i x_i+\sum_i y_i+\sum_i u_i$$

式中$-\frac{dx_i}{dt}$为反应物浓度降低的速度，K为反应速率。K_{1i}与K_{2i}随温度的变化，可以用阿雷尼厄斯公式来阐述：

$$K_{1i}=A_{1i}e^{-\frac{E_{1i}}{RT}}$$

式中E是活化能；A是频率因子，即生油过程中形成物质的碰撞率；R是气体常数；T是绝对温度值。当生油层沉陷并被埋藏时，温度是时间的函数。由于是在连续的时间间

隔的基础上再造了生油层的埋藏作用，所以K是时间t的一个复杂函数

使用这种模型需要有下列资料：干酪根类型以及相应的E值；从生油岩沉积时到目前的埋深曲线和地温梯度。有了上述资料数据，通过时间函数计算，就能得到评价区任何地点每吨岩石能够生成的油气数量。只要再乘以评价区的有效生油岩体积，就可得到全区的生油量。

蒂索认为：这种数学模型可以模拟沉积盆地从低温情况到高温的全部热历史。其计算出来的数值与相应通过埋藏作用所产生的油气数量，显示了非常好的一致性。

5.沉积盆地油气生成、聚集三维定量模拟

威尔特（D.H.Welte）等人在建立和使用油气生成、聚集三维定量模型方面曾作过许多有意义的工作。这种模型主要包括了三个组成部分。即有机质产烃率的模拟，总生油量的模拟和油气运移、聚集预测油气潜力的模拟。

产烃率模拟是根据干酪根热降解动力学原理构想设计的。模拟遵循阿雷尼厄斯方程式，和蒂索通过模拟活化能和频率因子，求解产烃率的方法不同。它是抓住影响有机质演化最关键的因素——温度，以及温度与地质发育的关系，通过数学方法把地质发育与产烃率联系起来，构成了一个可供模拟的数学系统。

采用洛帕京（N.V.LoPatin）方法确定TTI（时间温度指数），再用 $R_0=1.301\ln TTI-0.5282$ 公式确定镜质体反射率 R_0。根据干酪根类型建立不同的生油曲线，即镜质体与产烃率曲线，如图11-12。

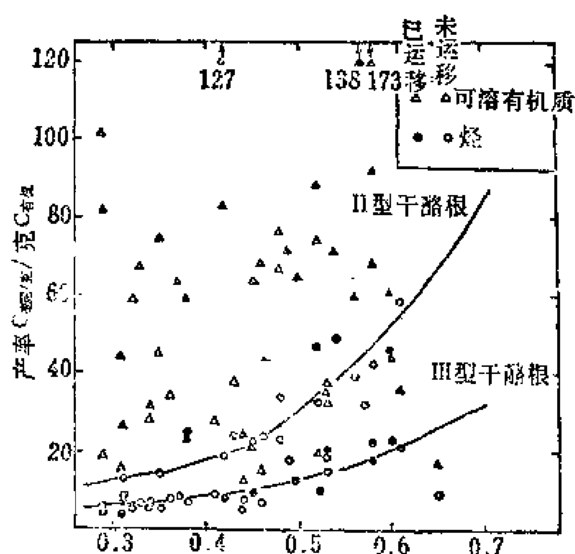


图 11-12 临邑盆地产率与镜质体关系曲线

有了产烃率，结合成熟生油岩的体积，就能求得生油量。

根据有关文献报导，一个评价区经常被划分成若干个体积大小相同的立方体，然后按立方体逐块算出孔隙压力、温度、物性，求出有机质的成熟度和生油量。各块生油量之和即为整个评价区的生油量。通过各块间的数据相互比较，可以用来求出二次运移的方向和油储集地。

三、经验或历史趋势外推法

这是一些用统计学的程序去整理、分析已完成的勘探工作，进而预测未来发现量的一种方法。这些方法大多数是在勘探程度比较高的地区内使用。

1.勘探成效外推法

最简便的方法是用普通座标纸作

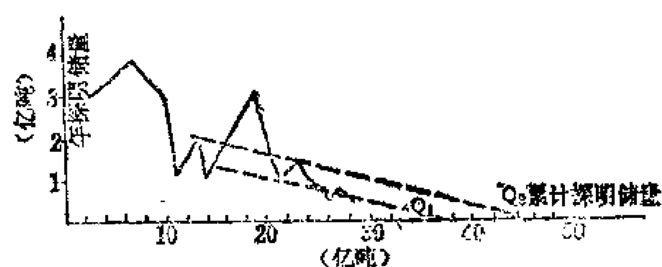


图 11-13 年探明储量与累计探明储量关系曲线

图（如图11-13）。纵座标为每米探井进尺探明储量(吨/米)，或每年探明储量(亿吨/米)；横座标为累积探明储量（亿吨），将评价区的数字按年份自左至右点在座标系中，根据全部点子或最后几年的点子的趋势直线延伸部分与横座标交点值，即为该区的资源量。这个量，一般以范围值来表示。如图11-13中的Q_1和Q_2。

2.勘探程度对比法

整个工作程序包括五个步骤：

a.确定"充分勘探"的标准。以人们经常引用的圣华金盆地为例。该盆地的"充分勘探"标准为每5.18公里^2（2英里^2）面积有一口井深约为6096米（20000英尺）的探井；

b.根据上述标准计算出全区应钻的总井数和总进尺数；

c.按公式：勘探充分程度＝已钻探井累计进尺数/总进尺数，求得勘探充分程度；

d.求待发现资源量

待发现资源量＝已发现的储量×〔(1－勘探充分程度)/勘探充分程度〕×预测的发现率%；

e.总资源量＝已发现的储量＋待发现的资源量＋验证了的次经济的资源量。

3.油田规模序列法

L.F.伊万赫归纳和统计了全世界一些重要含油气盆地油气田的规模，他以每个油田可采储量为纵座标，油田规模序例为横座标（自左向右油田规模序列减小）。在双对数座标纸上油田分布呈直线系列（如图11-14所示）。

根据这张图和地质资料，可以将进行统计的盆地分为八类。分别作出每类盆地累计可采储量和油田序号之间的关系图版(如图11-15)。该图显示了美国混合型盆地图版。

对一个新探区来说，只要确定了最大油田和最小经济价值油田的储量，并将这两个数据投影到地质条件最相近似的那一种图版上，与最大油田重合的那根累计可采储量曲线，和最小油田规模曲线交点的横座标，就是该区的油田数；纵座标就是该区的资源量（图上是可采储量总数）。

通过图11-15还可以求得任一序号（假设为n）油田的储量。具体作法是从累计可采储量曲线上找到n点，n与左侧相邻油田累计储量的差值即为n油田的储量。另外，可以用公式

$$q_n = \frac{q_m}{n^a}$$

进行计算。

式中 q_n——第n个油田储量；

q_m——最大油田的储量；

n——油田序号；

a——直线斜率。

国外研究一般认为斜率a小于1，而我国则普遍大于1。这可能由于代表大小油田相差悬殊所致。

而总资源量的计算方法如下式：

$$Q = \sum_{i=1}^{n} Q_i$$

式中 Q——总资源量；

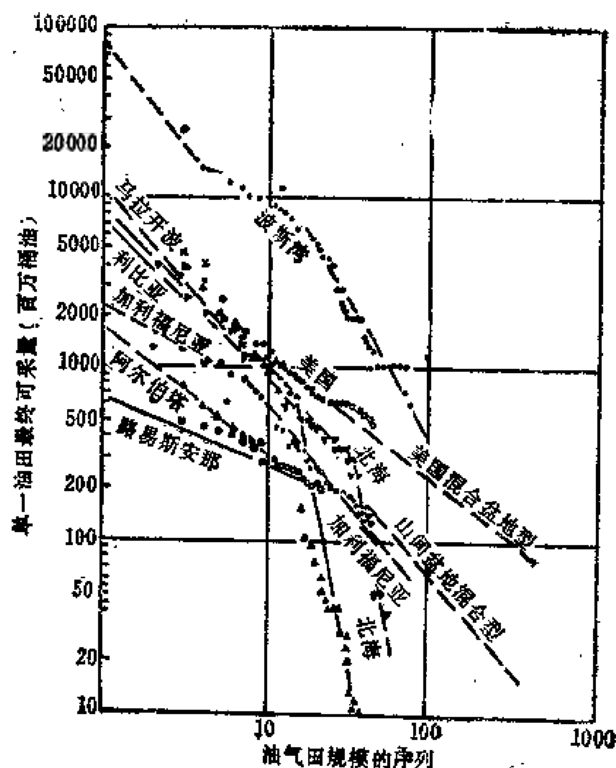


图 11-14　油田规模分布模式图

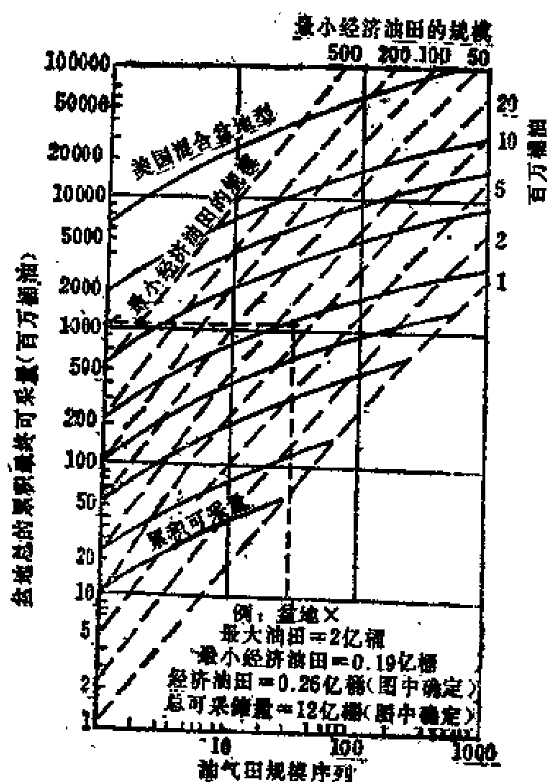


图 11-15　美国混合型盆地潜在油气储量

Q_i——i油田的资源量；

n——油田序列总数。

4.吉波夫(G.P.ZiPf)法

吉波夫在分析某些离散型社会现象与自然现象的概率分布特征时，推论“最大的是二号的二倍一样大，与第三号三倍一样大，依次类推”（吉波夫定律）。有人认为该定律是Pareto分布的一个特例，Pareto分布的数学通式为：

$$S_m/S_n = K\left(\frac{n}{m}\right)$$

式中　S_m——序为M的规模大小；

S_n——序为n的规模大小；

K——真分数（当K = 1时即为吉波夫分布）。

以每个油田储量为纵座标，以油田规模序列数为横座标，在双对数座标纸上作图，各点联线为直线（如图11-16）。各个油田储量之和即为评价区的总资源量。

使用吉波夫法能否取得理想的结果，在很大程度上取决于“最大油田”的确定是否恰当。

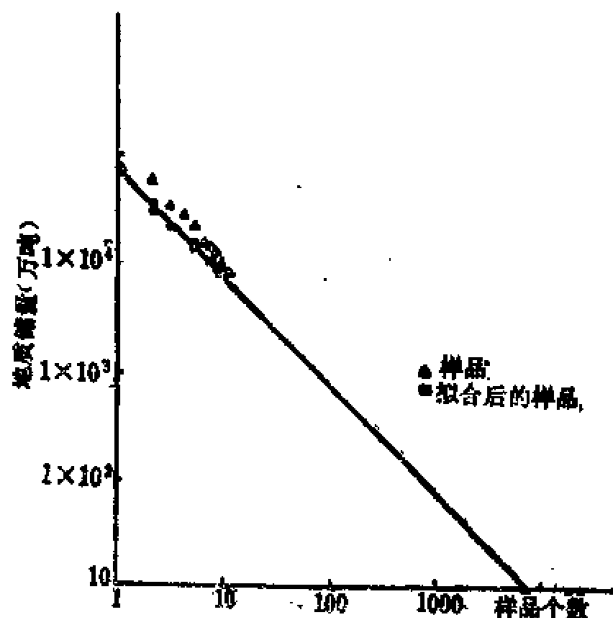


图 11-16　吉波夫定律预测某盆地的油气资源量曲线

李庶勤等（1984）曾以松辽盆地的数据，设计了三种“最大油田”：一是将萨尔图、喇嘛甸和杏树岗三个构造的萨尔图、葡萄花和高台子油层合计作为最大油田；二是以萨尔图油田作为最大的油田；三是萨尔图油田的萨尔图油层作为最大油田。计算结果表明：“最大油田”储量规模越大，盆地资源量也越大，几乎是同步增长，反之也一样（如表11-7所示）。

表 11-7 三种方案预测结果对比

方案	最大油田储量(亿吨)	预测资源量(亿吨)
一	3.5M	4.0N
二	2.0M	2.2N
三	M	N

尽管有不少人对于用一个简单的定律去归纳一个由多种类型油田组成的盆地的资源量的作法，持怀疑态度。然而在一个已经发现油田的盆地里，尤其是最大的几个油田已发现的盆地里，使用吉波夫公式预测可能发现的油田数目，和相应的油田规模，还是有参考价值的。而且当评价区发现油田后，无论在哪一个勘探时期，用该法都能得到相应的资源量的下限值。

四、勘探目标分析法

1.圈闭法

在一个勘探目标（一个圈闭或一群圈闭）中的资源量由油储工程方程式确定，并考虑了地质风险因素。方程式的每个参数（例如储集层的孔隙度和厚度）一般以概率分布的形式参与计算。

勘探早期主要是依靠地震资料和其他物探资料进行局部圈闭评价。龚再生等（1982）将其分为三部分，其工作流程如图11-17所示。

a.地质风险分析：目的是得到“地质把握系数”。地质风险是指一个圈闭的勘探可能遭到失败的机率。$A_g = C_g \times C_d$

式中 A_g——地质把握系数；

C_g——地质条件系数；

C_d——资料条件系数。

$$C_g = t \cdot s \cdot r \cdot k$$

式中 t——圈闭类型；

s——油源条件；

r——储集层条件；

k——保存条件。

地质条件系数C_g实际上等于一组给定地质条件的圈闭的勘探成功率。这是用勘探程度较高的、类似盆地资料统计出来的、不同地质条件下的勘探成功率。然后与评价区的地质条件拟合而得到的表11-8。

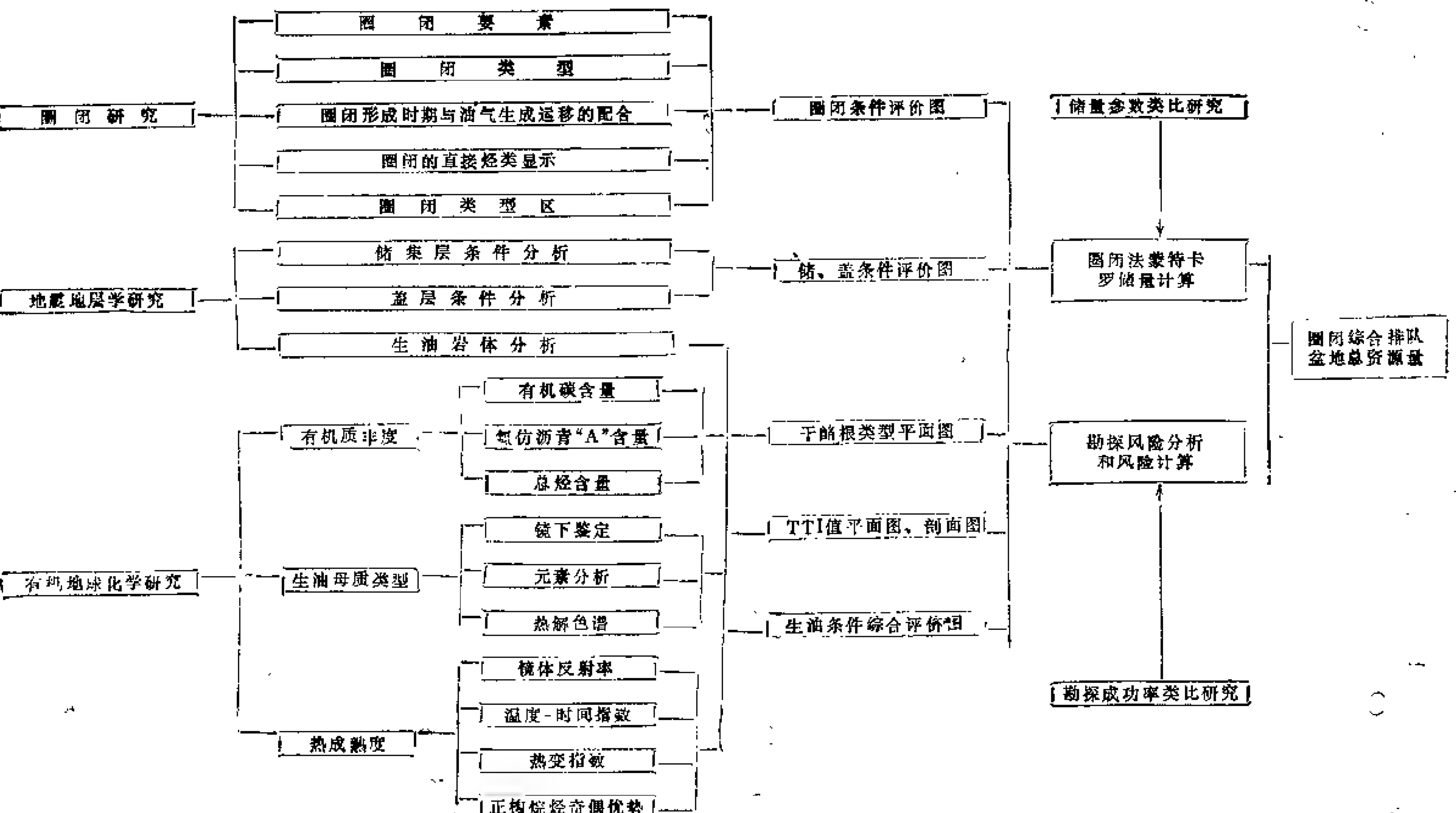


图 11-17 油气圈闭评价流程

表 11-8　地质条件系数表

地质条件 / 级别	圈闭类型 (f)		油源条件 (s)		储、盖层条件 (r)		保存条件 (K)	
	条件	系数	条　件	系数	条　件	系数	条　件	系数
一	背　斜	1	热成熟高峰段Ⅰ、Ⅱ型干酪根生油岩总厚>500米	1	三角洲相	1	埋深>1000米，无断层破坏	1
二	断背斜	0.9	热成熟高峰段Ⅰ、Ⅱ型干酪根，生油岩总厚200～500米	0.9	河、湖交替相	0.9	断层切割了构造主体部分	0.9
三	断　鼻	0.7	Ⅰ、Ⅱ型干酪根生油岩总厚度<200米（低成熟），Ⅲ型干酪根成熟生油岩总厚>100米	0.7	河道砂砾相	0.7	断层切割构造主体并通至地面	0.5
四	断块及地层	0.5	无生油层	0～0.5	深—半深水湖相或洪积相	0～0.8	埋深<1000米并有断层通至地面	0～0.5

资料条件系数C_d，主要用来表达不同资料条件对勘探成功率的影响。在一个勘探程度较低的区域，可以概率估计，也就是分析资料条件的组成，估计不同资料因素（主要是地震和钻井资料的数量和质量）对勘探成功或失败概率的影响，如表11-9。

表 11-9　资料条件系数表

资料条件系数 / 钻井资料 / 地震资料		一 评价区有钻井资料控制 (0.9)	二 盆地有钻井资料控制 (0.75)	三 盆地无钻井资料控制 (0.5)
一	有足够地震资料控制圈闭面积、形态及局部地震地层解释(0.9)	0.8	0.7	0.5
二	地震资料只能控制圈闭的存在和区域地震地层解释(0.75)	0.7	0.6	0.4
三	地震资料控制不足，圈闭不落实，地震地层解释不可靠(0.5)	0.5	0.4	0.3

b.计算资源量。通常使用如下公式：

$$Q = S \cdot H \cdot F \cdot K$$

式中　Q——资源量，万吨；

S——圈闭面积，公里^2；

F——面积充满系数，%；

H——油层厚度，米；

K——单储系数，万吨/公里^2·米。

在上述参数中，除S外，其余的都是由多种相关因素决定的。在勘探早期，主要通过与地质条件相似的类比区取得，具体步骤是：

甲，从类比区统计F.H.K与各项地质条件的关系，经判别分析后从中找出主要相关因素。

乙，依主要相关因素确定各参数的图版。

丙，按评价圈闭的地质条件，在图版上量取各项参数的范围值。

丁，根据地质条件系数，将各项参数以三角概率分布型式表达。并以蒙特卡略技术进行随机相乘，得出资源概率分布曲线和累计概率分布曲线，如图11-18。

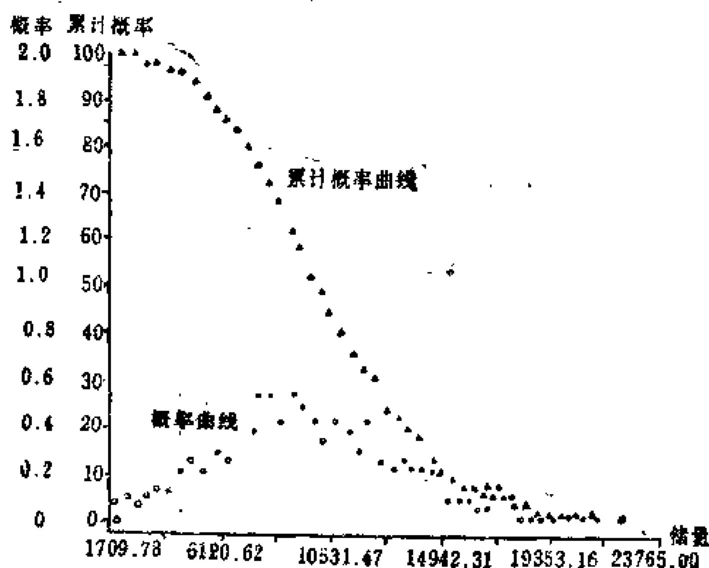


图 11-18 储量概率分布曲线和累计概率分布曲线

c. 圈闭综合评价

本阶段的主要任务，一是对圈闭进行分类排队，进行经济可行性分析估计，最后确定勘探对象；二是圈闭评价参数整体的分布状况，对盆地进行评价。

甲，圈闭分类排队。可以作一张资源量风险分析图，横座标为资源量，纵座标为地质把握系数。根据需要划分出不同资源量与风险区间，那些资源量大、风险小的圈闭，自然是优先勘探的对象。

乙，勘探可行性的经济估计。经常用最低贴现率（NPV）和最低成功率（X）来估算。

$$NPV = A_g(PV_s) + (1 - A_g)(PV_F)$$

式中A_g为地质把握系数。$(1 - A_g)$为地质风险系数。PV_s为成功贴现率，实际为勘探成功后油田开发所能去得纯盈利的现值。PV_F为失败贴现率，实际为勘探失败时所支付的全部勘探费用的现值，本身为负值。

如果NPV＞0则盈余；NPV＜0则亏损；NPV = 0则是勘探可行的最低要求。

设NPV = 0时，$A_g = X$，则 $X = \dfrac{-PV_F}{PV_s - PV_F}$

丙，估算总资源量。这里需要阐述一下风险资源量的概念。所谓风险资源量就是资源量与地质把握系数的乘积。对单个圈闭来讲，风险资源量的数字是毫无意义的，因为一个圈闭的资源量决不会因为乘上了地质把握系数就提高了其可靠程度。但是若干个条件类似的圈闭乘以相应的地质把握系数，获得的风险资源量，则代表了勘探可能得到的成果。因此评价区全部圈闭的风险储量之和，可以代表盆地的总资源量。一个区域在相当长时期内，人们是不可能将该区的圈闭全部找出来，所以用这种方法求得的资源量往往比实际的偏小。

在勘探程度较高的地区内，使用圈闭法进行资源评价，其工作方法与前述的大体相似，不过评价对象更具体，层位划分更细，可以应用更多的钻井资料，从本地区直接获得更多的、质量更高的类比资料。

2. 石油带相似性分析

石油带是包含着若干个油气藏的一个连续沉积单元。这些油气藏具有相同的产油气层位，相似的烃类成分，以及相同的、略有差异的圈闭类型。

描绘石油带约需要100个参数，其中半数是地质资料：石油带的时代、产层厚度、地层、构造、生储盖组合等，其余参数是说明烃类分布：油藏数目、面积、产层厚度、储量、油井生产能力等。将全部参数变换成数字符号输入电子计算机，采用群分析技术研究对比。

克里斯琴博爱斯(Christian Bois)曾将六十个已知石油带分为A、B、C、D、E、F、G、H、I等九个群。据他说90%的石油带都会落在这九个群中(如图11-19所示)。

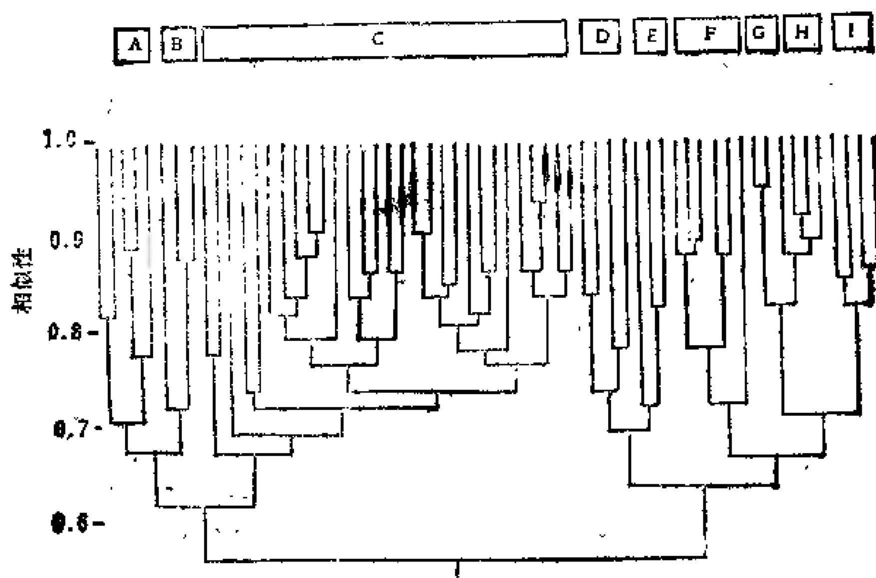


图 11-19 基于地质参数的60个石油带之间相似性的群分析
(A至I为使用不同的计算程序下存在的九个群)

如果进行评价的某个石油带属于图中某个群，那么就可以用该群的地质特征去对前面说的那个石油带作出准确的预测。

3. 根据标准地质模型的资源评价

这种方法是壳牌石油公司花了10年左右的时间建立起来的，目的是为了能够对将要钻探的圈闭提出充分根据的和统计意义的预测。此方法的核心是在概率统计理论基础上建立起来的模型。包括油气生成、运移、圈闭和保存过程，可以用计算机进行模拟。所用的公式是在世界范围内500口经过验证的井史资料，包括有效勘探过的含油气圈闭和干圈闭的资料确定的。使用了多种统计技术，如巴耶萨(Bayesian)判别分析和多元回归检验程序来回答有油、无油和有多少油气的问题。

评价工作大体分标定和模拟两个阶段。前者是建立模型，后者是使用模型。标定又可分为生油标定、运移标定和保存标定。以生油标定为例，标定是在考虑了有机质类型，生油岩有效厚度，泄油面积或排油面积，泄油区内生油岩成熟度等基本地质条件下进行的。

使用极大相似法，在若干标定点中找出与地质条件有关的油气量方程，以便在判别分析中使用。回归分析的因变量(y)是圈闭中油气资源量，两个自变量(x)是生油岩体积和生油率等(如图11-20所示)。图中表示了有效生油岩体积与生油量间的关系。横切三维图形的平面称为回归面，当做两个自变量的多回归分析时，该面由检验多回归程序求得。

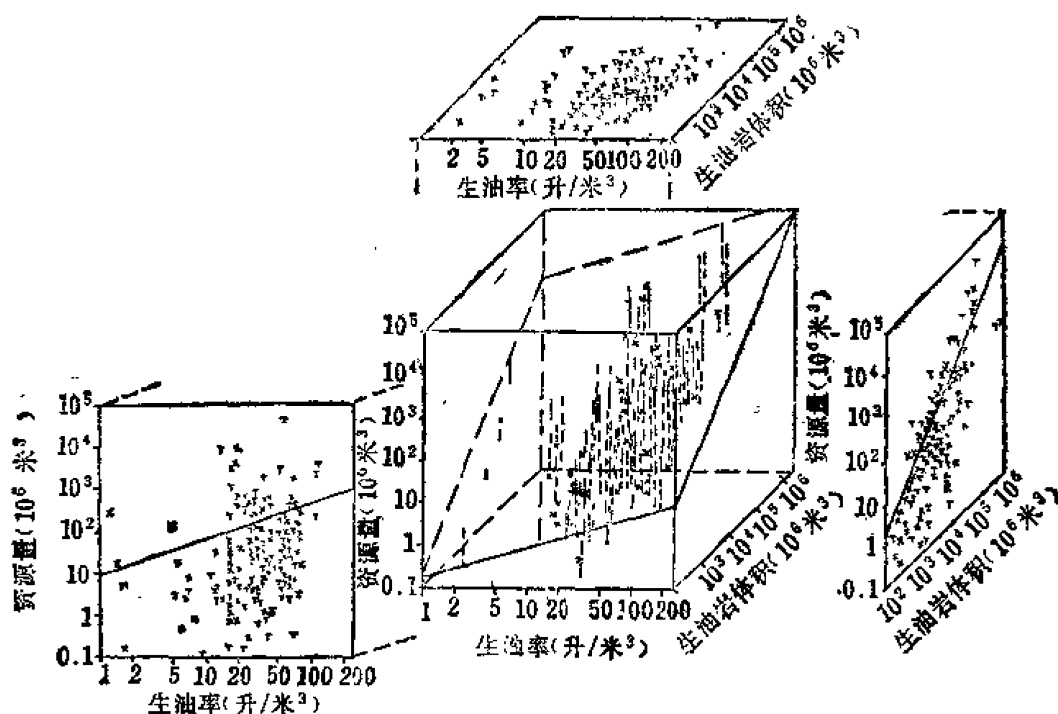


图 11-20　资源量与x二组变量的统计回归三维显示
(旁边三图为部分回归)

模拟阶段主要使用蒙特卡洛技术，其工作流程如图11-21所示。用户输入待钻探的圈闭的有关参数，通过计算机模型模拟油气生成、运移、圈闭和保存过程，最终得出可能油气量的期望曲线。

根据R.J.默里斯介绍，壳牌石油公司曾对166个圈闭进行钻前预测和钻后结果对比，以最佳的可能的钻探顺序为标准，全面地使用模型进行评价，可使预测效果达到63％（如图11-22所示）。

五、主观直接评价法

主观直接评价法是一种全面利用专家经验和知识的方法，实际上是一种综合分析方法。在充分地分析了评价区的地质资料和统计资料之后，该区的资源量由一位或一组专家根据自己的经验和见解，运用一种或多种方法主观直接确定。为了解决专家们对资源量预测的差别，通常采用特尔斐（Delphi）技术进行加权和组合。

美国联邦地质调查所1975年和1980年先后两次对美国全境待发现的可采油气资源评价时，都采用了主观直接评价法，其工作流程分为3个阶段10个步骤：

1.地质评价阶段

(1)准备基础数据。按统一的表格，将全美分为15个大区，102个小区。分别由有关地质家逐项填写。

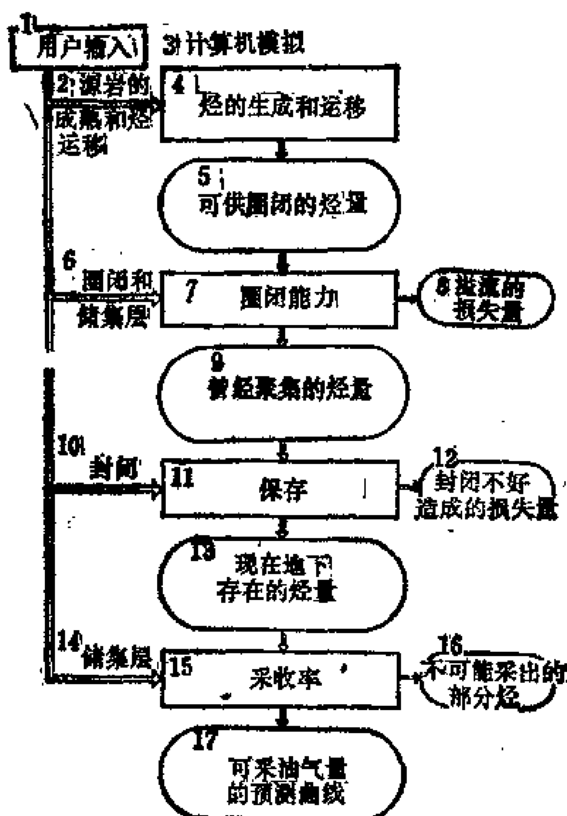


图 11-21 模拟过程的简化流程图

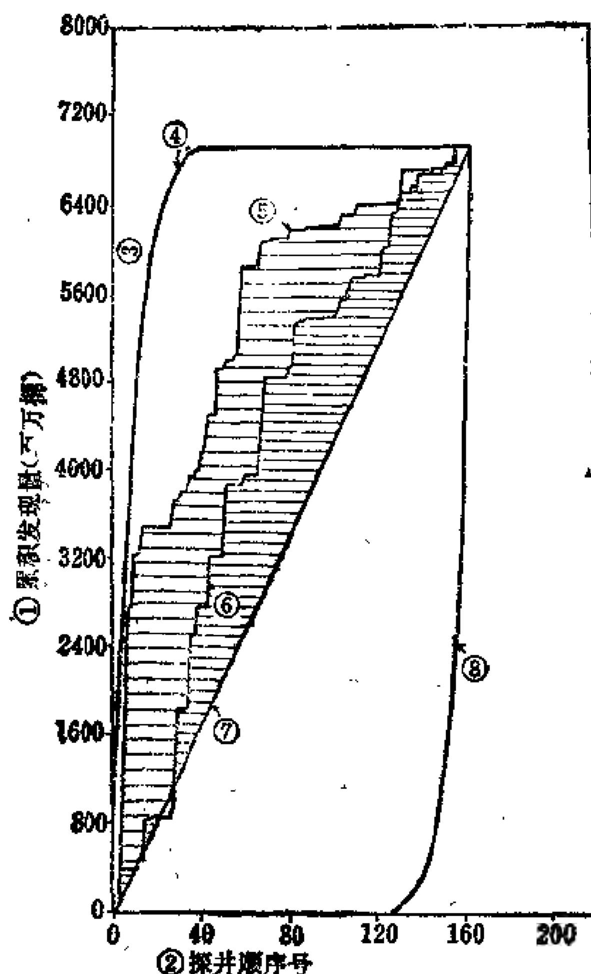


图 11-22 钻井前165个远景构造的评价举例

（2）审查核对。由资源评价组对每份表格进行严格审定，并和有关专家进行核对。

2.初始评价阶段

（3）分区计算。将某个区的有关资料交给评价组的成员，用一种或多种方法进行整理和计算，并将算出来的资源量以及所有公布的和有文件证明的有关资源量汇总成综合表。

（4）综合分析。大区资源评价组对上述成果和有关资料进行全面比较，并用主观概率作出一个初始评价，包括资源估计数的一个低值（95%概率），一个高值(5%概率），一个众数值（最高概率）和一个统计平均值（前三个数的算术平均值)。

3.最终评价阶段

（5）集体审查。资源评价委员会和有关地质学家代表会议对每个区和每个大区提出的资源量及其使用的报表资料和评价程序进行审查。

（6）分头估算。与会的每个成员，按主观概率程序作出自己对有关区和大区的资源估计数（同样包括高值、低值、众数值及平均值)。

（7）公布讨论。公布每人提出的估计数，针对重大分歧进行讨论，找出原因并加以解决。

（8）形成统一方案。根据具体的意见，求出一个资源量的变化范围（高值、低值、众数值和平均值)。

（9）反馈检查。将统一方案提交给最初参加工作的地质家进行核对检查。对那些评价组估计与地质家估计有重大分歧的地区，要重新审查整个评价程序和结果，以解决分歧。

（10）用蒙特卡洛技术统计汇总全国的油气资源量。

六、评价成果的可靠性

在资源评价过程中，经常会遇到这样的情况：同一个地区，不同的人或者不同的时期，有着截然不同的评价，预测的远景资源相差很远。我国许多地区预测资源量的数字，就有这种情况。如图 11-23 所示是松辽盆地不同时期预测的生油量。

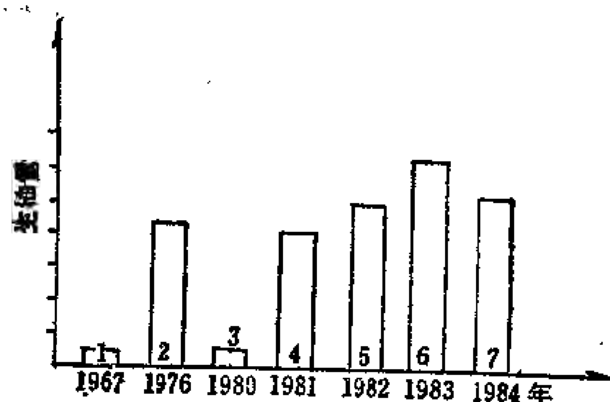


图 11-23 松辽盆地不同时期预测的生油量

在讨论评价成果可靠性的时候，以下三方面因素必须予以考虑：

第一，应当充分注意到每次资源评价所涉及的对象（油？气？或是油加凝析油……等），范围（陆地？海洋？或是陆地加大陆架……等是全部沉积岩还是埋藏深度以内的沉积岩？），资源的含义（总资源量？待发现的资源量？地质资源量还是可采资源量……）的可比性。

第二，在总资源量中，包含若干认识程度不同的部分，有待发现的，也有已经发现的各种级别的储量。因此，在讨论评价成果精度时，应当区别对待。

第三，前面提到的资源评价方法虽然比较多，但从根本上讲可归纳为两大类：模拟类和经验类。前者是在模拟油气生成、运移和聚集过程基础上进而求得某个区域的资源量。尽管人们已经拥有相当精密的分析手段，但是由于对油气藏形成机理的认识仍然带有相当多的假定的色彩；同时，将时间以百万年计，空间以若干立方公里计的地质事件，完全在实验室里重现，这也是极其困难的事情，从而使模拟方法的运用受到了限制。

经验类的方法其基础是建筑在已有经验的外延上。即将评价区与地质条件相似的高勘探程度区相类比。这类方法遇到的困难在于世界上并不存两个完全相同的地区，而且地质条件并不相似的地区也可能有相似的含油气丰度。从前面的各种方法都可清晰地看出，每一种评价方法都是基于一些理论，使用一定数量的资料和若干假设，都有各自的长处和短处。经验证明，在一个区域可用多种方法进行预测，以取长补短，互相检验，有助于提高评价精度。然而无论哪一种方法都只是提供了一个公式，具体答案正确与否，则取决于使用者技术素质，演算技巧和代人公式数据的质量和数量。

第4节 我国油气资源评价工作应注意的几个问题

一、区域性（主要是全国性的）油气资源评价是一个很大的系统工程，应该有一个经过认真推敲的工作提纲和若干技术规定，要有一个有效的督促、检查、指导和进行成果综合的系统，要有一个具体工作流程和时刻表。只有这样才能使众多的单位，成百上千的人员，有效地进行工作，真正集中群众智慧，才能提高成果的质量和水平。把现代科学误当

成近代科学，习惯于单枪匹马，局限于在“文献报告丛里”进行归纳的方式来工作，已经严重地阻碍着我们获得更大的成果。同时也要防止把油气资源评价片面地理解为“算算帐”。经验证明，把地质分析和定量计算截然分开的作法，是难以指导勘探实践的。

二、油气资源评价方法多种多样，有关研究机构正在继续发展一些更有效的方法。但是目前对评价的资源量要作出精确的定量仍然是困难的。这主要是由于有的评价公式或方法都必然有大量的未知因素，而这些因素事先又很难以精确求得，而且它往往又随地质勘探、经济与技术条件的发展而变化。因此用概率范围值表示是重要的，但即使这样，也很难使评价结果保持不变。

三、要提高对一个地区的资源评价精度，根据评价区的条件，准确地选择评价方法固然很重要，但更重要的是如何用好公式。另外，正如前面已经指出的那样，每种方法都有明显的优点和缺陷，用单个方法进行评价，其作用总是有限的。因此，选用多种方法对一个含油气盆地同时评价，并相互校验是完全必要的。只有这样，才有可能使评价结果更接近于实际。

四、油气资源评价的基础是地质分析，而经验与判断是关键，特别是对早期勘探的地区，判断的作用显得更为突出。地质风险分析要求以大量的研究与统计成果及经验为依据，是资源评价中的一项重要而又困难的工作。因为任何一个地区的地质情况总是复杂的，即使经过详细的勘探，要完全搞清楚并能完整地表达出来也是不可能的，而由此要求作出完全正确的判断，那就更不可能了。

五、要特别重视基础工作。在国内外许多关于资源评价的著作中，都强调了资料的重要性。他们认为进行评价工作不仅要有好的方法，而且还要有足够充足的资料，这是基础。甚至认为基础资料反映了分析的精髓，因此十分重视对资料精度的评定工作。除了在评价中十分注意象沉积岩的厚度、面积和体积等基础数据的精度外，还应重视实际面积和测量面积之间的误差。过去我们在这方面重视得不够，许多作为丈量面积所依据的地理底图没有经过严格的审定，许多分析化验方法和条件没有标准化，因而许多数据可靠性和可比性都很差。不难想象，至此基础上所作出的资源评价不仅可靠性差，而且不同区域之间也难以进行横向比较。

六、反复实践，反复认识。资源评价要回答很多难题，企图通过一次努力就“毕其功于一役”是不现实的。只有随着资料的积累，技术的进步，不断完善已有的认识，才能使人们的认识和客观实际日趋接近。原则上在每次重大决策之前，都应该认真地进行一次资源评价工作。大区域性的油气评价，每隔四、五年也应当重作一次。

七、经济分析是资源评价中的又一个重要组成部分，确定最小经济油田界限，作出经济评价资源量是向现实前进了一大步。资源预测离不开对比（即地质类比），而类比时除了考虑与已知含油气区的地质相似性之外，更要考虑由于差异性所造成的巨大影响，否则可能会导致判断上的错误。石油勘探是要冒风险的，而资源评价是勘探的依据。因此，评价工作本身也是带风险的，但不能因此而失去信心。风险是客观存在的，即使到了开发阶段还会有，我们评价研究的目的正是为了最大限度地去减少这种风险，使勘探工作能够不断取得新的突破。

八、围绕评价工作中的难点，组织科技攻关，尽早为下一轮评价作好技术储备。

资源评价是在综合许多科学和技术成果的基础上建立起来的。后者水平的高低，直接

影响着评价成果的好坏。因此，一定要抓住工作中的关键问题，分门别类地组织攻关。如天然气资源的有效评价方法；适合我国不同的地质特点和工作程度的若干种有效的评价方法和工作流程等。为此，应该系统地研究国内外若干个勘探程度比较高的区域，从它们的地质结构、演化历史到油气分布规律，从勘探到开发的全过程，以审定和积累今后类比评价所需的各项参数。同时，还应当通过这些深入地解剖工作，建立我国自己的各种类型的评价模型。

参 考 文 献

1. 潘钟祥主编：《石油地质学》，地质出版社，1986。
2. 王尚文主编：《中国石油地质学》，石油工业出版社，1983。
3. 莱复生A.I.：《石油地质学》，华东石油学院勘探系译，地质出版社，1975。
4. 土田定次郎：《石油地质学》，纪文荣译，幼狮文化事业公司，1974。
5. 陈荣书、袁炳存：《天然气地质学》，武汉地质学院出版社，1986。
6. 维索茨基И.В.：《天然气地质学》，戴金星、吴少华等译，石油工业出版社，1986。
7. 亨特J.M.：《石油地球化学和地质学》，胡伯良译，石油工业出版社，1986。
8. 佩蒂庄F.J.，…：《砂和砂岩》，李汉瑜译，科学出版社，1977。
9. 蒂索B.P.，威尔特D.H.：《石油形成和分布》，郝石生等译，石油工业出版社，1982。
10. 布罗德И.О.，耶列明科H.A.：《石油及天然气地质学原理》，马万钧译，地质出版社，1958。
11. 西北大学石油地质教研室：《石油地质学》，地质出版社，1979。
12. 甘克文、李国玉、张亮成等：《世界含油气盆地图集》，石油工业出版社，1982。
13. 杨起、韩德馨主编：《中国煤田地质学》上册，煤炭工业出版社，1979。
14. 胡见义等主编：《非构造油气藏》，石油工业出版社，1986。
15. 石油工业部石油勘探开发科学研究院地质研究所主编：《中国陆相油气生成》，石油工业出版社，1982。
16. 黄第藩等：《陆相有机质演化和成烃机理》，石油工业出版社，1984。
17. 戴金星、戚厚发等："鉴别煤成气和油型气若干指标的初步探讨"，《石油学报》，第6卷，第2期，1985。
18. 刘和甫："含油气盆地的地球动力学环境分析"《中国中、新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983。
19. 朱夏："关于盆地研究的几点意见"，《石油实验地质》，第3期，1980。
20. 朱夏："试论中国中、新生代油气盆地的地球动力学背景"，《中国中、新生代盆地构造和演化》，科学出版社，1983。
21. 迪肯森W.R.：《板块构造与油气聚集》，郝石生、刘和甫译，(美国石油地质学家协会进修丛书)(一)，石油工业出版社，1981。
22. 巴克C.：《石油勘探中的有机地球化学》，胡伯良译，(美国石油地质学家协会进修丛书)(十)，石油工业出版社，1982。
23. 琼斯R.W.等：《控制石油运移的物理及化学因素》，卢松年译，(美国石油地质学家协会进修丛书)(八)，石油工业出版社，1984。
24. 张厚福：《含油气盆地》，(石油工业干部科技学习丛书)，石油工业出版社，1979。
25. 张万选："论油气藏分类及中国油气藏的主要类型"，《石油学报》，第2卷，第3期，1981。
26. 田在艺等：《中国含油气区大地构造与油气远景评价研究报告集》，石油工业

部石油勘探开发研究院，1985。

27. 张厚福："鲁西隆起下古生界碳酸盐岩风化壳的储集特征"，《石油学报》，第6卷，第3期，1985。

28. 傅家谟、史继扬："石油演化理论与实践"（I、II），《地球化学》，第2期，1975；第2期，1977。

29. 傅家谟、史继扬："石油成因与石油勘探——关于当前石油有机地球化学研究的几个问题"，《地质地球化学》，第2期，1978。

30. 锦言："我国陆相生油岩的若干基本地质特征及其形成条件"，《地质学报》，第1期，1977。

31. 黄第藩等："青海湖第四纪沉积物中沥青的形成与陆相石油成因问题"，《地质学报》，44卷，第2期，1964。

32. 卡尔采夫A.A.，…："石油生成的主要阶段"，《第八届世界石油会议报告论文集》第一分册。1973。

33. 希尔弗曼S.R.："石油的生成和转化对其在沉积岩中分布和再分布的影响"，《第八届世界石油会议报告论文集》第一分册，1973。

34. 蒂索B.P.，…："石油生成及运移机理的新资料与数学模拟及其在勘探上的应用"，《第八届世界石油会议报告论文集》第一分册，1973。

35. 甘肃省石油地质研究所：《石油地质学译文集》，第三集，科学出版社，1976。

36. Aoyagi K., …: PaleotemPerature analysis by authigenic minerals and its application to petroleum exploration, 《Bull. AAPG》, V.68, No.7, 1984.

37. Avbovbo A.A.: Geothermal gradients in the Southern Nigeria Basin, 《Bull.Can.Pet.Geol.》, V.26, No.2, 1978.

38. Chapman R.E.: "Petroleum geology—A concise study", 《Elsevier》, Amsterdam-Oxford-New York, 1976.

39. Chilingarian G.V., Yen T.F., Ed.: "Bitumens, asphalts and tar sands", 《Developments in Petroleum Science—7》, Elsevier, 1978.

40. Clarke J.W., …: Petroleum geology of West Siberian basin and Samotlor oil field, 《Oil & Gas J.》V.76, №19, 1978.

41. Claypool G.E., …: Organic geochemistry, incipient metamorphism, and oil generation in black shale members of Phosphoria formation, Western Interior United States, 《Bull.AAPG》, V.62, No.1, 1978.

42. Connan J.: On time-temperature relation in oil genesis, 《Bull. AAPG》, V.58, No.12, 1974.

43. Conybeare C.E.B.: "Geomorphology of oil and gas fields in sandstone bodies", 《Developments in Petroleum Science—4》, Elsevier, 1976.

44. Cooper B.S.: Estimation of the maximum temperatures attained in sedimentary rocks, 《Developments in Petroleum Geology—1》, Chap. 4, Appl.Scien.Pub.Ltd., London, 1977.

45. Cooper J.E., Bray E.E.: Postulated role of fatty acids in Petroleum

formation, 《Geochem.et Cosmochem.Acta》, V.27, No.1, 1963.

46. Cordell R.J.: On oil migrates in clastic sediments(Part 1, 2, 3, 4), 《World Oil》, V.183, No.6, 7, 1976; V.184, No.1, 2, 1977.

47. Dickey P.A.: Possible primary migration of oil from source rock in oil Phase, 《Bull.AAPG》, V.59, No.2, 1975.

48. Dickey P.A., …: Oil and gas in reservoirs with subnormal pressures, 《Bull.AAPG》, V.61, No.12, 1977.

49. Durand B.(Ed.): 《Kerogen—Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks》, Technip-Paris, 1980.

50. Erdman J.G.: Relation controlling oil and gas generation in sedimentary rocks, 《Proceedings of The 9th World Petroleum Congress》, 1975.

51. Evamy B.D., …: Hydrocarbon habitat of tertiary Niger Delta, 《Bull. AAPG》, V.62, No.1, 1978.

52. Fertl W.H.: Shale density studies and their application, 《Developments in Petroleum Geology—1》, Chap.10, Appl.Scien.Pub.Ltd., London,

53. Halbouty M.T.: Acceleration in global exploration—Requirement for survival, 《Bull.AAPG》, V.62, No.5, 1978.

54. Halbouty M.T., …: "Geology of giant petroleum fields", AAPG, Memoir 14, 1970.

55. Harding T. P., …: Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces, 《Bull.AAPG》, V.63, No.7, 1979.

56. Haun J.D., …: "Methods of estimating the volume of undiscovered oil and gas resources", AAPG Studies in Geology No.1, 1975.

57. Hedberg H.D., …: Petroleum prospects of the deep offshore, 《Bull. AAPG》, V.63, No.3, 1979.

58. Hunt J.M.: "Petroleum Geochemistry and Geology", 1979.

59. Hunt J.M.: Distribution of carbons as hydrocarbons and asphalic compounds in sedimentary rocks, 《Bull.AAPG》, V.61, No.1, 1977.

60. King R.E. "Stratigraphic oil and gas fields—Classification, exploration methods and case histories" AAPG Memoir 16, 1972.

61. Kumar M.B.: Geothermal and geopressure patterns of Bayou-Carlin lake sand area, South Louisana: implications, 《Bull.AAPG》, V.61, No.1, 1977.

62. Langford F.F.: Surficial origin of North American pitchblende and related uranium deposits, 《Bull.AAPG》, V.61, No.1, 1977.

63. Levorson A.I.: "Stratigraphic type oil fields", AAPG, Tulsa, Okla, 1941.

64. Magara K.: Petroleum migration and accumulation, 《Developments in Petroleum Geology-1》, Chap.3, Appl Scien Pub.Ltd, London, 1977.

65. Magara K.: Geological model predicting optimum sandstone per cent for

oil accumulation, 《Bull.Can.Pet.Geol.》, V.26, No.3, 1978.

66. Mattavelli L.,…: Geochemistry and habitat of natural gases in Po Basin, Northern Italy, 《Bull AAPG》 V.67, No.12, 1983.

67. Mcauliffe C.D.: Oil and gas migration—chemical and physical constraints, 《Bull.AAPG》, V.63, No.5, 1979.

68. Moody J.D., …: Giant oil fields of the world, 《24th International Geological Congress》, section 5, 1972.

69. Neglia S.: Migration of fluids in sedimentary basins, 《Bull. AAP G》, V.63, No.4, 1979.

70. Nyein R.K., …: Occurrence prediction and control of geopressures on the northwest shelf of Australia, 《Aust.Pet.Explor.Assoc.J.》, V.17, No.1, 1977.

71. Parker J.R.: Deep-sea sands, 《Developments in Petroleum Geology—1》, Chap.7, Appl.Scien,Pub.Ltd, London, 1977.

72. Peters K.E., …: Color of kerogen as index of organic maturity, 《Bu-ll. AAPG》, V.61, No.4, 1977.

73. "Petroleum production handbook", V.2, 1961.

74. Pusey W.C.Ⅲ: Palaeo-temperatures in the Gulf Coast using the E S R-kerogen method, 《Gulf Coast Assoc.Geol.Soc.》, Trans., 23, 195, 1973.

75. Reitsema R.H., …: Source and migration of light hydrocarbons indicated by carbon isotopic ratios, 《Bull.AAPG》, V.65, No.9, 1981.

76. Rice D. D & Claypool G. E.: Generation, accumulation and resource potential of biogenic gas, 《Bull AAPG》, V.65, No.1, 1981.

77. Schoell M.: Genetic characterization of natural gases, 《Bull.AAPG》, V.67, No.12, 1983.

78. Schowalter T.T.: Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment 《Bull.AAPG》, V.63, No.5, 1979.

79. Selley R.C.: Deltaic facies and petroleum geology, 《Developments in Petroleum Geology—1》, Chap.6, Appl.Scien.Pub.Ltd, London, 1977.

80. Shibaoka M., …: Patterns of diagenesis in Some Australian Sedimentary Basins, 《Aust.Pet.Explor.Assoc. J.》, V.17, No.1, 1977.

81. Sofer Z.: Stable carbon isotope compositions of crude oils: Application to source depositional environments and petroleum alteration, 《Bull.AAPG》, V.68, No.1, 1984.

82. Sweeney J.J., …: A model of hydrocarbon generation from type I kerogen: Application to the Uinta Basin, Utah, 1986.

83. Taylor J.C.M.: Sandstone as reservoir rocks, 《Developments in Petroleum Geology-1》, Chap.5, Appl.Scien.Pub.Ltd, London, 1977.

84. Thompson T.L.: Plate tectonics in oil and gas exploration of continental

margins, 《Bull.AAPG》, V.60, No.9, 1976.

85. Tissot B.P.: The application of the results of organic geochemical studies in oil and gas exploration, 《Developments in Petroleum Geology-1》, Chap. 2, Appl.Scien.Pub.Ltd, London. 1977.

86. Tissot B.P. & Welte D.H.: 《Petroleum formation and occurrence》, Second Edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, 1984.

87. Waples D.W.: Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration, 《Bull.AAPG》, V. 64, No.6, 1980.

88. Waples D.W.: 《Organic Geochemistry for Exploration Geologists》, IHRDC, Boston, 1982.

89. Waples D.W.: 《Geochemistry in petroleum Exploration》, IHRDC, Boston, 1985.

90. Welte D.H., …: Correlation between petroleum and source rock, 《Proceedings of The 9th World Petroleum Congress》, V.2, 1975.

91. Бека К., Высоцкий И.: "Геология нефти и газа", 《НЕДРА》, Москва, 1976.

92. Добрынин В.М., Серебряков В.А.: "Методы прогнозирования аномально высоких пластовых давлений", 《НЕДРА》, Москва, 1978.

93. Ёременко Н.А.: "Геология нефти и газа", 《ГОСТОПТЕХ.》, Москва, 1961.

94. Капелюшников М.А., …: Физическое состояние нефти, газа и воды в условиях нефтяного пласта, 《ИЗВ.АН СССР》, отд.техн.наук., No.11, 1952.

95. Карцев А.А.: "Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений", 《ГОСТОПТЕХ.》, Москва, 1964.

96. Козлов А.Л.: "О закономерностях формирования и размещения нефтяных и газовых залежей", 《ГОСТОПТЕХ.》, Москва, 1959.

97. Конторович А.Э., …: "Геология нефти и газа Западной Сибири", 《НЕДРА》, Москва, 1975

98. Федоров С.Ф., О формировании залежей нефти и газа, 《Сов.Геол.》, No.4, 1959.

(内部文献从略)